



HAL
open science

Caractérisation des régimes de crues fréquentes en France - un regard géostatistique

Delphine Porcheron

► **To cite this version:**

Delphine Porcheron. Caractérisation des régimes de crues fréquentes en France - un regard géostatistique. Environnement et Société. Université Grenoble Alpes, 2018. Français. NNT: 2018GREAU032 . tel-01968715

HAL Id: tel-01968715

<https://theses.hal.science/tel-01968715>

Submitted on 3 Jan 2019

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE LA COMMUNAUTE UNIVERSITE GRENOBLE ALPES

Spécialité : **Océan, Atmosphère, Hydrologie**

Arrêté ministériel : 25 mai 2016

Présentée par

Delphine PORCHERON

Thèse dirigée par **Eric SAUQUET**
et co-encadrée par **Etienne LEBLOIS**

Préparée au sein du **l'Unité de Recherche RiverLy de l'Institut National en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture (Irstea, centre de Lyon/Villeurbanne)**

Dans le cadre de l'école doctorale **Terre, Univers, Environnement**

Caractérisation des régimes des crues fréquentes en France – un regard géostatistique

Thèse soutenue publiquement le **27 septembre 2018**,
devant le jury composé de :

Mme Anne-Catherine FAVRE

Professeure, G-INP/ENSE3, IGE (Grenoble), Présidente du Jury

M. Luc NEPPEL

Maître de conférences, Université de Montpellier, HydroSciences (Montpellier),
Rapporteur

M. Ludovic OUDIN

Maître de conférences, Sorbonne Université, UMR METIS (Paris), Rapporteur

M. André ST-HILAIRE

Professeur, Université du Québec, INRS (Québec, Canada), Examineur

M. Eric SAUQUET

Directeur de Recherche, Irstea UR RiverLy (Villeurbanne), Directeur de thèse

M. Etienne LEBLOIS

ICPEF, Irstea UR RiverLy (Villeurbanne), Co-Encadrant de thèse



Remerciements

Mes grands-parents aiment toujours me rappeler certaines images de mon enfance lors de nos escapades en montagne : la petite fille qui joue à la « patrouille », fait des barrages dans les ruisseaux, capture des têtards, joue (trop ?) près du torrent. Et ceci bien-sûr, jusqu'à leurs souvenirs favoris : lorsque je tombe dans l'eau glacée des lacs de montagne pour sauver des insectes de la noyade... L'eau et la montagne ont ainsi été mes tout premiers terrains de jeu et cette double attirance m'a beaucoup inspirée pour baptiser TREK, la méthode de ce travail de recherche en hydrologie. Son nom correspond tout-à-fait à mon expérience en thèse : une randonnée pédestre de longue durée dans des zones sauvages ou difficiles d'accès. Ce genre d'excursion où on en bave mais dont l'arrivée en vaut la chandelle. Évidemment, on « trekke » rarement seul et j'ai eu la chance d'avoir des guides exceptionnels qui ont su me faire profiter des paysages inénarrables de la géostatistique.

Ainsi, je tiens tout d'abord à remercier chaleureusement les deux personnes les plus impliquées dans l'aboutissement de ce projet : mes encadrants Éric et Étienne. Étienne, a.k.a. le grand maître d'Hydrodem, je te remercie d'avoir pris part à l'encadrement de cette thèse. Le chemin fut un peu long mais tu as su faire preuve d'une grande patience dans l'enseignement de ce domaine un peu spécial qu'est la géostatistique. Nos nombreuses discussions sur les multiples pistes de recherche envisagées m'ont beaucoup apporté et sans toi, je ne serais jamais allée aussi loin dans les développements. Éric, a.k.a. Vador, merci pour ta disponibilité et ton soutien, à la fois dans l'encadrement mais aussi dans la direction. Tu as su répondre à mes nombreuses interrogations, m'aiguiller sur les points bloquants mais aussi remettre les choses en perspective, notamment en réfrénant certaines ardeurs de développements supplémentaires... Grâce à tes excellentes leçons de rigueur et de méthode, j'ai énormément appris ces dernières années. Et c'est promis, je ne t'enverrai plus jamais de formules de calcul sur une feuille Excel...

Je voudrais également remercier les membres de mon jury de thèse qui ont pris le temps d'examiner ce manuscrit. Mes deux rapporteurs : Luc Neppel, que je remercie pour ses commentaires très étayés et ses critiques constructives ainsi que Ludovic Oudin que je remercie pour ses questions et remarques pertinentes. Je tiens également à remercier Anne-Catherine Favre, qui a assuré la présidence de ce jury de manière aussi professionnelle que chaleureuse, ainsi qu'André Saint-Hilaire pour sa relecture attentive. Enfin je tiens à remercier les membres de mon comité de thèse qui ont su me guider et me conseiller judicieusement : Vazken Andréassian, Bénédicte Augéard, Julie Carreau, Guy Delrieu, Federico Garavaglia, Michel Lang, Alexandre Péry et Benjamin Renard.

Un grand merci à toute l'équipe de RiverLy pour m'avoir accueillie pendant trois ans à Irstea dans un environnement convivial et stimulant. Mes tout premiers remerciements iront à Laurie, qui m'a appris à parler R et qui a toujours été disponible pour corriger mes codes. Je remercie également Thomas pour ses explications au tout début de ma thèse ainsi que Michel, Benjamin et Jean-Philippe pour les discussions intéressantes et pour leurs commentaires constructifs. Merci à Hélène pour son aide précieuse dans les dédales administratifs et sa bonne humeur communicative. Je remercie également le Ministère de l'Agriculture d'avoir financé ce projet de thèse et plus particulièrement, Bruno Andral et Dominique Planchenault. Enfin, je tiens à remercier le Cerema Ile-de-France qui m'a permis de mettre un point final à l'ensemble de ces travaux dans de bonnes conditions. J'omets certainement quelques noms et j'adresse donc par un remerciement général à toutes les personnes que j'ai pu rencontrer.

Ces années de thèse ont également été riches en rencontres. C'est tout naturellement à Laurie, ma voisine de bureau que je pense en premier. Ma comparse dans tous les bons moments mais aussi dans les galères en tout genre ; nos nombreux délires de décoration douteuse et de culture internet du même acabit me manquent terriblement. Merci pour ces précieux souvenirs et pour ton indéfectible soutien. J'adresse

un remerciement supplémentaire à Éric et Étienne pour m'avoir écoutée et soutenue dans les passages tortueux. Un grand merci à Val pour sa bonne humeur, l'organisation des sessions multi-sports et d'avoir toujours cru en mes « compétences » chaotiques de volleyeuse. Un merci également à la team volley et notamment aux talentueux Baptiste, Maxime et Raphaël. Je remercie nos complices en geekerie Tristan, génie incompris de la langue française, et Sylvain, dénicheur de memes improbables. Merci à Adrien, coach associé de l'initiation boxe française à Irstea. C'est quand tu veux pour remettre les gants ! Merci à Martin(e) et n'hésite pas à me faire savoir si tu as besoin d'une (ou deux) décoratrices de bureau. Emeline, merci pour cette coopération dans une chasse au trésor aussi ardue qu'improbable (si tu veux, on partira un jour chercher ces « bijoux » avec une pelle et une poêle à frire). Je remercie aussi Loïc, Chloé, Violaine, et les membres du club jeu pour ces nombreuses parties endiablées. Enfin je remercie tous mes collègues d'Irstea avec qui j'ai partagé d'agréables moments : Alexis, Lilly Thomas, Cheng, Lucie, Marko, François, Albert, Grégoire, Mériem, Sabine, Musaab, Laura, Ivan, Anne-Laure, Alexandre, Victor, Antoine, Benjamin, Jean-Philippe, Michel, Isabelle, Céline, Lionel, Claire, Christine, Flora, Jérôme, Guillaume, Fabien, Marion, Adeline, Benoît, Jean-Baptiste. Cette longue liste n'est certainement pas exhaustive et j'adresse un remerciement général à tous ceux que j'oublie.

J'adresse enfin mes derniers remerciements à ma famille et à mes proches. Tout d'abord, à mes parents et mes frères pour leur compréhension et leur soutien. Il était parfois délicat d'évoquer avec vous le contenu de mon travail mais je sais que vous êtes désormais de grands connaisseurs des crues fréquentes ! À mes grands-parents, toujours incroyablement fringants et qui me témoignent régulièrement de leur fierté. Merci à Yovanka, ma meilleure amie, ma misu, qui me connaît comme personne et qui est toujours de bon conseil. Un grand merci aux relecteurs de la première heure de ce manuscrit : mon grand-père et Isabelle. Merci à mes différents partenaires d'entraînement de boxe et notamment Anne-Cha, ma sparing préférée ! Un grand merci à Brigitte pour m'avoir soutenue et pour ses délicates attentions. Merci à Yves pour sa gentillesse et Emmanuelle pour le coup de pouce. Merci aussi à notre *Jag-PC* qui a supporté tant bien que mal les derniers calculs sans broncher et qui va connaître désormais une retraite bien méritée dans une utilisation plus ludique.

Je dédie mon ultime remerciement à Olivier, mon âme-sœur et « lieutenant de choc ». Un immense merci à toi d'avoir tenu bon avec moi malgré la distance, pendant plus de deux ans. Supporteur du début à la fin, tu as su m'encourager et m'épauler dans les moments de doute et d'épuisement. Je te remercie du fond du cœur de si bien me comprendre et pour tout ce que tu m'apportes.

Résumé

Peu de travaux se sont attachés à estimer les statistiques relatives aux crues fréquentes en sites non jaugés. Celles-ci ont de fait été délaissées par la communauté hydrologique, plus encline à s'intéresser aux événements extrêmes (périodes de retour d'au moins 10 ans) utilisés dans la gestion du risque inondation. Cependant, le régime des hautes eaux ne se limite pas à ces seules caractéristiques. Une bonne connaissance des crues modérées est requise dans de nombreux domaines comme l'hydroécologie ou l'hydromorphologie. La fréquente occurrence de ces crues implique en effet un modelage régulier du lit. Elles concourent ainsi à conditionner les habitats écologiques au sein des hydrosystèmes d'eau douce.

L'objectif de cette thèse consiste à caractériser le régime des crues fréquentes, *i.e.* de périodes de retour de 1 à 5 ans, en France métropolitaine. Pour cela, il est nécessaire de considérer les chroniques disponibles au plan national, et d'en extraire l'information hydrologique pertinente. La constitution d'un échantillon fiable permettant une analyse robuste représente à ce titre une étape importante. La sélection de stations s'appuie sur une analyse des valeurs extrêmes de débit, extraites des chroniques de débit à pas de temps variable (longueur de la série, stationnarité, comportement des distributions statistiques...), ainsi que sur les informations fournies par les gestionnaires des stations hydrométriques. La démarche adoptée consiste à décrire les événements de crues modérées dans un souci d'exhaustivité, à la fois en termes de débits mais aussi de volumes, selon une analyse multi-durées décrite par les courbes QdF (débit-durée-fréquence), qui fournissent les quantiles de crue (pic et volumes). Le modèle QdF convergent exploité ici permet de réduire à trois le nombre de paramètres descriptifs du régime des crues.

Pour caractériser le régime des crues fréquentes sur l'ensemble du réseau hydrographique français, la démarche intègre la mise en œuvre de méthodes dites « de régionalisation ». Il s'agit de transférer l'information hydrologique disponible aux sites de mesures vers l'ensemble du réseau hydrographique français. Plusieurs approches ont été envisagées. Ainsi, des formulations empiriques établies sur des découpages régionaux ont été mises en œuvre. Fréquemment utilisée, cette technique nécessite de limiter le nombre de stations présentant des enregistrements disjoints afin d'éviter le risque de représenter une variabilité temporelle plutôt qu'un effet spatial. Le respect de cette contrainte entraîne une perte de 30% de stations hydrométriques de l'échantillon initial.

C'est pour limiter cette perte d'information non négligeable que la méthode *TREK* (Time-REferenced data Kriging) a été développée. Cet algorithme de cartographie a été conçu afin de prendre en compte le support temporel des données disponibles en plus du support spatial. Les données disponibles participent plus ou moins aux estimations selon leur période d'observation propre. *TREK* permet ainsi d'atténuer la perte de données provoquée par le recours à une période de référence commune ou un seuil maximal de lacunes autorisées. Pour répondre aux objectifs de la thèse, les différentes méthodes d'estimation en sites non jaugés sont mises en œuvre et leur efficacité est évaluée dans le cadre d'une validation croisée. Cette démarche de comparaison objective permet de sélectionner le modèle optimal pour caractériser le régime des crues fréquentes sur le réseau hydrographique français.

Abstract

Only a few studies have focused on frequent floods regimes at ungauged locations. Most of works have put their efforts on extreme flood events (return periods of 10 years or more) needed for solving many engineering issues in flood risk management. However, high flows regime is not confined to extremes values. A good understanding of frequent floods is required in a wide array of topics like hydroecology and hydromorphology. Frequent floods provide many functions, maintaining and rejuvenating ecological habitats and influencing the geomorphology of the streambed, so their distribution must be also known.

The main objective of this work is to characterise the frequent floods from a statistical point of view (with a return period between 1 and 5 years) in France. Forming the dataset is a preliminary crucial step to derive both robust and reliable statistics. The selection relies on different criteria, for example related to the quality of discharge measurements, the length of records, the self-assessment of people in charge, and finally on an analysis of extreme values extracted from time series (stationarity, shape of the distributions...).

A comprehensive description of frequent floods regimes (intensity, duration and frequency) is required. It is achieved by applying the flow-duration–frequency (QdF) model which takes into account the temporal dynamics of floods. This approach is analogous to the intensity-duration–frequency (IdF) model commonly used for extreme rainfall analysis. At gauged locations, the QdF model can be summarised with only three parameters: the position and scale parameters of the exponential distribution fitted to the samples of instantaneous peak floods and a parameter homogeneous to a decay time computed from observed data.

Different regionalisation methods were applied for estimating these three QdF parameters at ungauged locations. Regionalisation methods rely on the concept of transferring hydrological information from a site of measurement to ungauged sites. However these approaches require simultaneous records to avoid that the map is spoiled by temporal variability rather than display truly spatial patterns. Regional empirical formulas were derived but the constraints discussed above lead to discard 30% of the dataset.

Time-REferenced data Kriging method ($TREK$) has been developed to overcome this issue. This algorithm was developed in order to account the temporal support over which the variable of interest has been calculated, in addition to its spatial support. This approach aims at reducing the loss of data caused by the selection of a common reference period of records required to build a reliable dataset. The performances of each method have been assessed by cross-validation and a combination of best features is finally selected to map the frequent flow features over France.

Table des matières

<i>Résumé</i>	7
<i>Abstract</i>	8
<i>Introduction</i>	15

CHAPITRE 1. REGIME DES CRUES : PROCESSUS IMPLIQUES ET ANALYSE STATISTIQUE EN SITES JAUGES.....23

1.1. Les processus à l'origine des crues	23
1.1.1. Les processus climatiques.....	23
1.1.2. La génération de l'écoulement.....	24
1.1.3. La propagation des écoulements.....	26
1.1.4. L'influence des aménagements anthropiques.....	27
1.2. Le régime des crues vu par une analyse fréquentielle	28
1.2.1. Les variables d'intérêt.....	29
1.2.2. Evènements extrêmes : échantillonnage et inférence statistique.....	30
1.2.2.1. Maxima par blocs.....	30
1.2.2.2. Echantillonnage par valeur supérieure à un seuil.....	31
1.3. Synthèse	33

CHAPITRE 2. RECUEIL ET PRIMO-SELECTION DES DONNEES A CARACTERE HYDROLOGIQUE.....37

2.1. Introduction	37
2.2. Chroniques de débit : présentation et corrections	39
2.3. Représentativité hydrologique, qualité de la donnée et superficie	40
2.4. Durée de la chronique et période de sélection	41
2.5. Contrôle de la surface du bassin versant	44
2.6. Contrôle de la stationnarité des chroniques des maxima annuels	45
2.6.1. Détection de rupture par le test de Pettitt.....	46
2.6.2. Détection de tendance par le test de Mann-Kendall.....	47
2.6.3. Procédure appliquée.....	48
2.6.3.1. Périodes de référence.....	48
2.6.3.2. Expertise multicritères.....	49
2.6.4. Résultats et synthèse.....	52
2.7. Synthèse	55

CHAPITRE 3. CONSTITUTION DE L'ECHANTILLON DE REFERENCE POUR LA CARACTERISATION DU REGIME DES CRUES FREQUENTES EN FRANCE.....	59
3.1. Représentation du régime des crues fréquentes.....	59
3.1.1. Procédure d'échantillonnage par valeur supérieure à un seuil.....	59
3.1.2. Modélisation en courbes débit-durée-fréquence (QdF)	63
3.1.2.1. Intérêt de l'étude de la dynamique et des volumes de crues	63
3.1.2.2. Analyse multi-durées des crues.....	64
3.1.2.3. Le modèle QdF convergent	66
3.1.2.4. Caractérisation des crues fréquentes en sites jaugés par le modèle QdF convergent	69
3.2. Contrôle et expertise de l'échantillon	71
3.2.1. Test de Cunnane	71
3.2.2. Vérification de la pertinence de la loi exponentielle sur les 6 durées	71
3.2.3. Identification des stations discordantes au sens des L-moments	73
3.2.4. Analyse visuelle des ajustements QdF convergents	76
3.3. Description de l'échantillon final.....	77
3.3.1. Représentativité des stations sélectionnées.....	77
3.3.2. Estimation de l'erreur de lissage du modèle QdF convergent	78
3.3.3. Cartographies des paramètres QdF en sites jaugés	82
3.4. Synthèse	84
CHAPITRE 4. ESTIMATIONS EN SITES NON JAUGES PAR REGIONALISATION : ETAT DE L'ART	87
4.1. Les critères de similarité des crues	88
4.1.1. Similarité des débits	88
4.1.2. Similarité climatique	91
4.1.3. Similarité de bassin	92
4.1.4. Similarité des évènements.....	92
4.2. Le regroupement en région hydrologiquement homogène.....	93
4.2.1. Regroupement par voisinage hydrologique fixe	94
4.2.2. Regroupement par voisinage hydrologique glissant.....	95
4.2.3. Techniques et outils de regroupement	95
4.2.4. Validité des regroupements opérés	96
4.3. Les méthodes d'estimation statistiques.....	97
4.3.1. Les approches de type régression/formulations empiriques	97
4.3.2. Indice de crue (index flood).....	99

4.3.3. Les méthodes d'interpolation	100
4.4. Limites et difficultés de mise en œuvre	103
4.5. Synthèse	105
CHAPITRE 5. PREMIERES ESTIMATIONS EN SITES NON JAUGES PAR FORMULATIONS EMPIRIQUES	113
5.1. Choix dans l'échantillonnage retenu	113
5.2. Choix de données descriptives.....	114
5.2.1. Données morphologiques	115
5.2.2. Données climatologiques	116
5.2.3. Données géologiques et hydrogéologiques	117
5.2.4. Données d'occupation du sol	118
5.3. Choix d'une procédure de régression	118
5.4. Régions considérées	122
5.4.1. Territoire national.....	122
5.4.2. Régions hydrographiques	122
5.4.3. Régions sur base des Hydro-Eco-Régions	123
5.5. Estimations des paramètres du modèle QdF par régressions régionales	125
5.5.1. Paramètre de position x_0	126
5.5.1.1. Formulations.....	126
5.5.1.2. Performances	128
5.5.1.3. Cartographies des estimations en sites non jaugés	128
5.5.2. Gradex a	131
5.5.2.1. Formulations.....	131
5.5.2.2. Performances	133
5.5.2.3. Cartographies des estimations en sites non jaugés	133
5.5.3. Paramètre Δ	136
5.5.3.1. Formulations.....	136
5.5.3.2. Performances	138
5.5.3.3. Cartographies des estimations en sites non jaugés	138
5.6. Synthèse	141

CHAPITRE 6. ESTIMATIONS PAR APPROCHE GEOSTATISTIQUE ET ANALYSE COMPARATIVE DES METHODES D'ESTIMATION.....	145
6.1. La méthode <i>TREK</i> (Time REferenced data Kriging).....	145
6.1.1. Bases du krigeage.....	145
6.1.2. Cas des données de blocs (bassins) – la méthode du Top-Kriging.....	146
6.1.3. Prise en compte de la référence temporelle dans le cas de données de blocs (bassins).....	148
6.1.3.1. Variable étudiée.....	148
6.1.3.2. Définition d'une distance spatio-temporelle.....	148
6.1.3.3. Semi-variance et variance de krigeage référencées dans le temps.....	151
6.2. Application de <i>TREK</i> aux paramètres du modèle <i>QdF</i>.....	152
6.2.1. Choix dans l'échantillonnage retenu.....	152
6.2.2. Nature des variables <i>QdF</i>	153
6.2.2.1. Le paramètre de position $\mathbf{x0}$ et le gradex \mathbf{a}	153
6.2.2.2. Le paramètre $\mathbf{\Delta}$	154
6.2.3. Hypothèse de stationnarité.....	155
6.3. Estimation des paramètres d'échelle \mathbf{L} et \mathbf{D}.....	156
6.3.1. Détermination de \mathbf{D} comme longueur d'autocorrélation.....	156
6.3.2. Détermination de \mathbf{L} par analyse variographique.....	157
6.4. Estimations des paramètres du modèle <i>QdF</i> par <i>TREK</i>.....	158
6.4.1. Paramètre de position $\mathbf{x0}$	158
6.4.1.1. Paramètres du variogramme théorique de <i>TREK</i>	158
6.4.1.2. Performances.....	159
6.4.1.3. Cartographies des estimations et de la variance en sites non jaugés.....	160
6.4.2. Gradex \mathbf{a}	162
6.4.2.1. Paramètres du variogramme théorique de <i>TREK</i>	162
6.4.2.2. Performances.....	163
6.4.2.3. Cartographies des estimations en sites non jaugés.....	163
6.4.3. Paramètre $\mathbf{\Delta}$	165
6.4.3.1. Difficultés rencontrées et décisions pour la mise en œuvre de l'interpolation.....	165
6.4.3.2. Paramètres des variogrammes.....	166
6.4.3.3. Performances.....	168
6.4.3.4. Cartographies des estimations en sites non jaugés.....	169

6.5. Analyse comparative avec les précédentes approches.....	170
6.5.1. Paramètre de position x_0	171
6.5.2. Gradex a	173
6.5.3. Paramètre Δ	175
6.5.4. Cartographies finales du modèle QdF.....	177
6.6. Synthèse	181
<i>Conclusion générale.....</i>	<i>185</i>
<i>Références bibliographiques.....</i>	<i>193</i>
Annexe I - Liste des stations hydrométriques mises à disposition par la Division Technique Générale EDF	209
Annexe II - Exemples de stations exclues de la primo-sélection.....	210
Annexe III - Exemples de stations détectées par les tests de stationnarité et expertisées dans la procédure de constitution de l'échantillon de référence.....	211
Annexe IV - Exemples de stations atypiques au sens des L-moments et expertisées dans la procédure de constitution de l'échantillon de référence	213
Annexe V - Liste des stations de l'échantillon final et utilisées pour les estimations par formulations empiriques	215
Annexe VI - Description qualitative des Hydro-Eco-Régions par Wasson <i>et al.</i> (2001).....	255
Annexe VII - Formules des critères d'erreur et de performance	258

Introduction

Régimes hydrologiques des hautes eaux : notion de crues fréquentes, leur importance

Crues et inondations font souvent l'objet d'un amalgame dans le langage courant. Dans le glossaire international d'hydrologie (WMO, 2012), la crue est définie comme la montée, en général rapide, du niveau d'un cours d'eau jusqu'à un maximum dont il redescend plus lentement. Les crues ou « hautes eaux » correspondent à une importante quantité d'eau transportée par un système hydraulique tel un cours d'eau ou un lac, avec ou sans débordement hors du lit mineur, c'est-à-dire avec ou sans inondation.

Du fait des inondations, les crues sont souvent perçues négativement et vécues comme des événements catastrophiques, synonymes de calamités dont les civilisations humaines ont cherché à se prémunir. Il est vrai que les inondations représentent l'une des catastrophes naturelles les plus coûteuses en termes de vies humaines et de dommages, notamment en raison de l'évolution de la pression anthropique et de l'aménagement irréflecti des zones à risques.

Pourtant, le lit d'une rivière n'est pas un paysage immuable et l'alternance entre les périodes des basses eaux et celles de hautes eaux fait partie intégrante de la vie d'un cours d'eau. Ces respirations, cadences des régimes d'écoulement, assurent des remaniements réguliers du cours d'eau, la régénération des espèces animales et végétales et l'autocurage du lit. Par ailleurs, les débordements jouent un rôle dans l'enrichissement du lit moyen grâce au dépôt de matière organique charriée par les hautes eaux.

Ce sont plus précisément les crues aux faibles périodes de retour (1 à 5 ans) qui sont impliquées dans ces phénomènes. Pour la plupart des bassins versants, 90% du transport sédimentaire est assuré par des événements se produisant au moins une fois tous les 5 ans, soit pour des périodes de retour inférieures à 5 ans (Wolman et Miller, 1960). En raison de leur action plus fréquente sur le lit des cours d'eau, les crues modérées transportent au total bien davantage de sédiments que les crues plus fortes et plus rares ; elles effectuent également un modelage régulier du lit avec mise en mouvement de matériaux et arrachage partiel de la végétation.

Dans certains cas, les effets des crues fréquentes peuvent même représenter une aubaine pour les populations. L'exemple le plus classique est sans doute celui de la crue annuelle du Nil qui a permis la croissance et l'essor de la civilisation égyptienne dans l'Antiquité. Le Nil présente des crues lentes et régulières notamment en raison de ses faibles pentes. Sa crue annuelle se produit sur une période couvrant les mois de juillet à octobre. L'agriculture dépendait de l'occurrence de cette crue qui déposait dans la vallée des limons noirs très fertiles. La survie de la population pouvait même être menacée si le Nil n'entraînait pas en crue, comme en atteste la stèle de Séhel qui mentionne une période de famine :

Le pharaon parle : « Mon cœur était dans une très grande peine, car le Nil n'était pas venu à temps pendant une durée de sept ans. Le grain était peu abondant, les graines étaient desséchées, tout ce qu'on avait à manger était en maigre quantité. », extrait d'après une traduction de Barguet (1943).

Sans aller dans des cas aussi extrêmes, il est bien connu que l'infiltration due aux crues, notamment quand il y a inondation, favorise la recharge des nappes dans les plaines alluviales, participant ainsi au stockage de l'eau qui assurera ultérieurement un soutien en période d'étiage. Au-delà de l'étiquette « risque naturel », les crues peuvent aussi constituer une ressource qu'il est nécessaire de protéger et de connaître.



Figure 1 : Le Nil en crue, photographie attribuée à Mohammedani Ibrahim, photographe de Reisner (1927).

D'un point de vue morphologique, leur zone d'impact s'étend du lit mineur au lit moyen du cours d'eau. Leur fréquente occurrence implique un modelage régulier du lit avec mise en mouvement de matériaux (du sédiment au galet) et arrachage de la végétation. Les crues de faible période de retour sont ainsi considérées comme morphogènes.

Elles assurent ainsi un large éventail de fonctions écologiques essentielles au bon état du cours d'eau lui-même mais aussi de ses annexes telles que la plaine d'inondation ainsi que les écosystèmes ripicoles et estuariens (Junk *et al.*, 1989; Bayley, 1995; Alber, 2002; Lytle et Poff, 2004; Mathews et Richter, 2007; FitzHugh et Vogel, 2011). Les crues fréquentes charrient notamment, débris ligneux et nutriments organiques. Leur action régulière concourt ainsi à modeler et renouveler les habitats écologiques d'espèces végétales et animales (poissons, larves, amphibiens) au sein de la zone ripicole et de la plaine d'inondation. Par ailleurs, ces crues modérées permettent aux espèces piscicoles et autres organismes d'avoir accès aux habitats de la plaine d'inondation qui constitue une véritable zone de nourrissage, de reproduction et de nourricerie. Certaines espèces comme le grand brochet (*Esox lucius*) sont directement tributaires de l'occurrence des crues fréquentes assurant des connexions latérales entre le lit mineur et les prairies humides ou des bras morts, zones de reproduction et de nourriceries du brochet (Figure 2). Ces épisodes de crues augmentent la connectivité entre l'amont et l'aval, favorisant la dévalaison et la migration de certaines espèces (truites, anguilles) et les échanges génétiques à l'intérieur d'une population.



Figure 2 : A gauche frayère à brochets, alimentée par la crue du Maine en avril 2012 (crédit photographique : M. Mezière-Fortin). A droite, fraie des brochets dans une prairie humide (crédit photographique : <http://esoxiste.com>).

Cartographier le régime des crues fréquentes : un besoin opérationnel

Des éléments évoqués précédemment, il ressort que la connaissance des crues fréquentes, outre son intérêt propre quant à la variabilité des flux, revêt un aspect majeur dans des domaines comme l'hydroécologie et l'hydromorphologie. Elle recouvre ainsi de nombreux besoins opérationnels, notamment les champs d'application de la mise en œuvre de la Directive Cadre européenne sur l'Eau (*DCE*) visant la préservation et la restauration des milieux aquatiques. Est également concernée la mise en place de la récente compétence *GEMAPI* (GEstion des Milieux Aquatiques et Prévention des Inondations) qui initie une démarche de gestion intégrée des inondations et des milieux aquatiques.

L'anthropisation croissante des cours d'eau, le développement de l'agriculture intensive, ou encore de certains usages d'eau comme l'hydroélectricité ou les retenues collinaires sont souvent responsables d'une dégradation notoire de la qualité des écosystèmes aquatiques. Ces augmentations des pressions sur la ressource en eau dans les cours d'eau ont modifié la variabilité naturelle des débits. Ces modifications peuvent avoir des incidences importantes sur l'état écologique des masses d'eau (en particulier sur l'hydromorphologie des cours d'eau) et sur l'état des populations d'espèces à fort enjeu patrimonial (modification des habitats, de l'accès aux zones de frayères).

Dans une optique de respect des objectifs fixés par la *DCE*, la gestion quantitative de la ressource doit s'appuyer sur des savoirs et des outils permettant de qualifier les impacts de ces usages non seulement sur les débits d'étiages et les débits moyens, mais également sur les crues de faibles périodes de retour. Le rétablissement de la qualité des eaux et de la biodiversité implique une restauration des systèmes aquatiques à un état fonctionnel proche de celui qu'on pourrait nommer état de référence, c'est-à-dire avant perturbation. En plus de la qualité chimique des eaux, c'est la qualité biologique des eaux et la continuité écologique qui sont visées par la *DCE*. Cette notion de continuité se traduit notamment par le transport naturel des sédiments de l'amont à l'aval des cours d'eau. Afin de quantifier ce transport, la connaissance des crues fréquentes est essentielle pour analyser les zones d'érosion et de dépôt dans les cours d'eau ainsi que les zones de respiration du lit. Les débits et volumes sont en effet des paramètres de caractérisation du potentiel de transport d'un cours d'eau.

Pour des opérations de gestion ou de renaturation de cours d'eau, une cartographie exhaustive du régime naturel des crues fréquentes se révèle alors déterminante. En effet, la connaissance de ces informations est requise sur des tronçons non suivis, mais elle permet également d'estimer le régime "naturel" que l'on devrait observer en sites jaugés mais influencés, par exemple par un barrage, un seuil (Figure 3). Il peut s'agir par exemple de concevoir (ou d'effacer) des aménagements, des ouvrages hydrauliques en intégrant tous les intérêts en jeu : vie aquatique, continuité écologique et de transport sédimentaire, fonctionnement morphodynamique du cours d'eau, etc. Les ouvrages hydrauliques doivent en effet être (re)dimensionnés de manière à assurer une certaine forme de transparence pour les crues fréquentes, qui ne représentent pas une menace en termes de risque inondation.

La renaturation d'un cours d'eau peut viser d'autres interventions en lien avec la *GEMAPI*, comme le recalibrage du lit ou la reconquête latérale du champ d'expansion en lit moyen, avec un éloignement des digues qui deviennent moins fortement soumises à l'érosion. Ces opérations permettent la reconnexion des annexes fluviales (zones humides, bras morts, etc.) lors des crues fréquentes, permettant à nouveau les débordements nécessaires pour l'alimentation des aquifères souterrains, le soutien des étiages et le maintien de la biodiversité.

	
<p>La diminution des débits de crue fréquente en raison d'un ouvrage écrêteur de crues trop marqué :</p> <ul style="list-style-type: none"> - empêchement des réajustements morphogènes du lit à l'aval de l'ouvrage. La remobilisation des alluvions est limitée et les bancs alluviaux se fixent par végétalisation, avec augmentation du risque de colmatage du substrat grossier ; - diminution de la fréquence de submersion des terres riveraines. Les recharges de la nappe alluviale sont réduites. Les connexions entre le chenal et le lit majeur sont limitées ce qui a pour conséquence une perte de fonctionnalité, voire une disparition, des annexes hydrauliques ; - les biocénoses strictement ou partiellement inféodées aux zones humides disparaissent ou sont menacées. 	<p>L'augmentation des débits des crues fréquente en aval d'un secteur chenalisé :</p> <ul style="list-style-type: none"> - réduction des débordements en lit majeur avec pour conséquences des modifications morphologiques généralement non désirées ; - par exemple, les érosions de berges sont favorisées, ce qui pousse à des interventions drastiques correspondant presque toujours à une artificialisation supplémentaire du milieu.

Figure 3 : Conséquences des altérations du régime des crues fréquentes d'après (ONEMA, 2012).

Contexte scientifique, objectifs de la thèse et méthodologie générale

L'estimation des statistiques relatives aux crues (intensité, durée, occurrence dans l'année) demeure une réelle nécessité pour décrire le fonctionnement du bassin en hautes eaux. Actuellement, peu de travaux ont été consacrés à l'estimation en sites non jaugés des variables caractérisant les crues de faibles périodes de retour. Parmi la littérature technique, il est possible de citer la méthode statistique CRUPEDEUX (Faure *et al.*, 1991), dérivée de la méthode CRUPEDIX du Ministère de l'Agriculture Français (CTGREF, 1980). Celle-ci permet de calculer le débit instantané biennal (*QIXA2*) pour les bassins versants du Sud-Est français de superficie comprise entre 2 et 2000 km². Les travaux du Flood Estimation Handbook (Robson et Reed, 1999) en Angleterre proposent également quelques pistes pour estimer des quantiles de période de retour 2 ans. Cependant, le régime des crues fréquentes ne se cantonne pas à ces seules caractéristiques. Il convient de décrire de manière plus exhaustive la gamme de ces crues de périodes de retour comprises entre 1 et 5 ans.

Ce travail de thèse contribue aux travaux réalisés par IRSTEA depuis de nombreuses années sur la spatialisation des débits et sur la connaissance nationale des régimes hydrologiques en sites non jaugés (e.g. Sauquet, 2000; Sauquet *et al.*, 2008; Sauquet et Catalogne, 2011; Catalogne, 2012; Cipriani *et al.*, 2012; Leblois, 2012). Il fait suite et s'appuie plus particulièrement sur l'expérience acquise lors des travaux de caractérisation du régime des débits décennaux (Cipriani *et al.*, 2012) ainsi que sur la prédétermination des débits d'étiage en sites peu ou pas jaugés (Catalogne, 2012). Il témoigne également d'intérêts conjoints avec la recherche dans le domaine de la morphologie, comme celui de faire émerger des comparaisons entre le débit de plein bord et les débits de crues fréquentes (Navratil, 2005). Plus généralement, il s'inscrit dans la continuité de projets de recherche menés en sites non jaugés dans le cadre du programme scientifique « Prediction in Ungauged Basins » (PUB) de 2003 à 2013 (Blöschl *et al.*, 2013; Hrachowitz *et al.*, 2013).

Afin de répondre à cette problématique, la méthodologie adoptée s'articule sur six chapitres. Les trois premiers chapitres visent à introduire les techniques permettant la caractérisation des crues aux sites d'observation après une sélection soignée de stations de mesure. Le premier chapitre présentera les processus climatiques et hydrologiques impliqués dans la génération des crues ainsi que la prédétermination des crues par l'analyse fréquentielle. Il sera question de décrire la rareté d'un événement grâce à des variables adaptées en termes de débits, mais aussi de volumes. Le deuxième chapitre sera consacré aux différentes étapes dans la sélection et le choix des données hydrométriques nécessaires à nos travaux de recherche. La constitution d'un échantillon est en effet une étape importante et un soin particulier doit y être apporté afin de garantir une analyse fiable et robuste. Le troisième chapitre explicite le choix du modèle retenu pour décrire le régime des crues fréquentes en sites jaugés. L'objectif est ici de décrire les événements de crues modérées dans un souci d'exhaustivité, à la fois en termes de débits mais aussi de volumes.

Les trois derniers chapitres traitent des techniques d'estimation en sites non jaugés et de la mise en œuvre de méthodes de régionalisation. Il s'agit de transférer l'information hydrologique détenue par les sites de mesures sur l'ensemble du réseau hydrographique français. Plusieurs approches sont possibles et le quatrième chapitre propose un état de l'art de ces techniques de régionalisation. Il décrit également certaines limites rencontrées dans le domaine de l'hydrologie, notamment la nécessité de limiter le nombre de stations présentant des enregistrements non concomitants afin d'éviter le risque de représenter une variabilité temporelle plutôt qu'un effet spatial. Il sera alors question d'appliquer deux méthodes d'estimation et de mesurer leur efficacité dans le cadre d'une validation croisée. Le cinquième chapitre présentera les premiers résultats obtenus sur la base de formulations empiriques établies sur des découpages régionaux. Ces premières cartographies reposent sur le développement d'une procédure de sélection appliquée à des régionalisations ayant témoigné de performances encourageantes lors de précédents travaux. Néanmoins, sur ces régionalisations, le respect d'une contrainte limitant le nombre de chroniques disjointes entraîne une perte de 30% de stations hydrométriques de l'échantillon initial. Cette problématique est traitée au sixième chapitre où une nouvelle méthode géostatistique est développée : la méthode *TREK* (Time-REferenced data Kriging). Cet algorithme de cartographie a été conçu afin de prendre en compte le support temporel des données disponibles en plus du support spatial. Cette technique permet ainsi de réduire la perte de données provoquée par le recours à une période de référence commune ou un seuil maximal de lacunes autorisées, jusqu'à présent considérée comme nécessaire. Ce dernier chapitre sera enfin l'occasion de comparer de manière objective les performances en validation croisée de l'ensemble des estimations réalisées. Cette comparaison permettra ainsi de sélectionner un modèle optimal pour caractériser le régime des crues fréquentes sur le réseau hydrographique français.

Références bibliographiques

- Alber, M., 2002, A conceptual model of estuarine freshwater inflow management. *Estuaries* 25(6), pp. 1246-1261.
- Barguet, P., 1943, La Stèle de la famine à Séhel. Imprimerie de l'Institut français d'archéologie orientale du Caire.
- Bayley, P.B., 1995, Understanding Large River: Floodplain Ecosystems. *BioScience* 45(3), pp. 153-158.
- Blöschl, G., Sivapalan, M., Wagener, T., Viglione, A. and Savenije, H., 2013, Runoff prediction in ungauged basins: Synthesis across processes, places and scales. Cambridge University Press.
- Catalogne, C., 2012, Amélioration des méthodes de prédétermination des débits de référence d'étiage en sites peu ou pas jaugés. Thèse de doctorat Sciences de l'Univers et de l'Environnement, Université de Grenoble, p. 285.
- Cipriani, T., Toilliez, T. and Sauquet, E., 2012, Estimation régionale des débits décennaux et durées caractéristiques de crue en France. *La Houille Blanche* (4-5), pp. 5-13.
- CTGREF, 1980, Estimation du débit de crue décennal sur un bassin versant non jaugé : la méthode CRUPEDIX. *Informations techniques du CTGREF* 40(3), pp. 1-4.
- Faure, D., Galéa, G., Mathys, N., Oberlin, G., Edouard, J.L. and Vivian, H., 1991, Synthèse cartographique des connaissances en crues observables dans le Sud-Est de la France. *Houille Blanche-Revue Internationale de l'eau* 5, pp. 349-364.
- FitzHugh, T.W. and Vogel, R.M., 2011, The impact of dams on flood flows in the United States. *River Research and Applications* 27(10), pp. 1192-1215.
- Hrachowitz, M., Savenije, H.H.G., Blöschl, G., McDonnell, J.J., Sivapalan, M., Pomeroy, J.W., Arheimer, B., Blume, T., Clark, M.P., Ehret, U., Fenicia, F., Freer, J.E., Gelfan, A., Gupta, H.V., Hughes, D.A., Hut, R.W., Montanari, A., Pande, S., Tetzlaff, D., Troch, P.A., Uhlenbrook, S., Wagener, T., Winsemius, H.C., Woods, R.A., Zehe, E. and Cudennec, C., 2013, A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB)a review. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques* 58(6), pp. 1198-1255.
- Junk, W.J., Bayley, P.B. and Sparks, R.E., 1989, The Flood Pulse Concept in River-Floodplain Systems. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 106, pp. 110-127.
- Leblois, E., 2012, Le bassin versant, système spatialement structuré et soumis au climat. Habilitation à Diriger les Recherches, Université de Grenoble, p. 112.
- Lytle, D.A. and Poff, N.L., 2004, Adaptation to natural flow regimes. *Trends in Ecology & Evolution* 19(2), pp. 94-100.
- Mathews, R. and Richter, B.D., 2007, Application of the indicators of hydrologic alteration software in environmental flow setting. *Journal of the American Water Resources Association* 43(6), pp. 1400-1413.
- Navratil, O., 2005, Débit de pleins bords et géométrie hydraulique : une description synthétique de la morphologie des cours d'eau pour relier le bassin versant et les habitats aquatiques. Thèse de doctorat Mécanique des milieux géophysiques et Environnement, Institut National Polytechnique de Grenoble, p. 328.
- ONEMA, 2012, Pourquoi restaurer?, pp. 1-25
- Robson, A.J. and Reed, D.W., 1999, Flood Estimation Handbook, vol. 3 : Statistical Procedures for Flood Frequency Estimation. Wallingford, UK.
- Sauquet, E., 2000, Une cartographie des écoulements annuels et mensuels d'un grand bassin versant structurée par la topologie du réseau hydrographique. Thèse de doctorat Mécanique des milieux géophysiques et environnement, Institut National Polytechnique de Grenoble, p. 400.

- Sauquet, E. and Catalogne, C., 2011, Comparison of catchment grouping methods for flow duration curve estimation at ungauged sites in France. *Hydrology and Earth System Sciences* 15(8), pp. 2421-2435.
- Sauquet, E., Gottschalk, L. and Krasovskaia, I., 2008, Estimating mean monthly runoff at ungauged locations: an application to France. *Hydrology Research* 39(5-6), pp. 403-423.
- WMO, 2012, International Glossary of Hydrology. Secretariat of the World Meteorological Organization, Geneva.
- Wolman, M.G. and Miller, J.P., 1960, Magnitude and Frequency of Forces in Geomorphic Processes. *The Journal of Geology* 68(1), pp. 54-74.

Chapitre 1. Régime des crues : processus impliqués et analyse statistique en sites jaugés

Ce chapitre propose d'introduire l'analyse du régime des crues par une description des processus impliqués dans leur génération. La survenue des crues trouve tout d'abord une origine dans l'occurrence de précipitations exceptionnelles. Les différents processus climatiques impliqués à cette échelle sont ainsi évoqués dans un premier temps. Dans un deuxième temps, la transformation des précipitations en débit sera explicitée via les mécanismes de génération et de propagation des écoulements. Enfin, une section est consacrée aux effets des aménagements humains sur la génération et la dynamique des crues.

Le second volet du chapitre est consacré à la description des crues par l'analyse fréquentielle permettant la prédétermination des crues. Cette méthode statistique se base sur l'étude des événements passés afin d'en définir les probabilités d'apparition future et permet de décrire la rareté d'un événement de crue en termes de débits de pointe, mais aussi de volumes. Une première partie détaille différentes variables descriptives d'intérêt que l'hydrologue peut retenir pour décrire le régime des crues à l'échelle d'un bassin versant. La suite de cette seconde partie décrit les techniques statistiques en matière d'échantillonnage des événements extrêmes et de leur modélisation par une loi de distribution adaptée.

1.1. Les processus à l'origine des crues

1.1.1. Les processus climatiques

Les crues sont générées par les pluies, et il convient de connaître un certain nombre de processus météorologiques à l'origine de précipitations. Celles-ci peuvent par exemple être produites par des phénomènes de convection résultant d'une ascension rapide des masses d'air chaud et humide dans l'atmosphère (Blöschl *et al.*, 2013). Ce type de précipitation généralement de nature orageuse se traduit par des événements de courte durée (quelques heures voire moins), de forte intensité (supérieure à 100 mm en quelques heures) et de faible extension spatiale (Maddox *et al.*, 1979). Les crues-éclair ou flash-floods, caractérisées par une montée brutale et importante des eaux, sont en grande partie causées par ces précipitations (Kron, 2005; Barredo, 2007; Braud *et al.*, 2014). En France, ces phénomènes sont particulièrement visibles sur les régions montagneuses (Alpes et Pyrénées) et sur l'arc méditerranéen où les orages ont pour origine la confrontation de l'air chaud et humide provenant de la mer Méditerranée avec celui plus froid localisé en altitude. L'advection d'air chaud et humide depuis la mer peut être extrêmement importante en automne, lors d'épisodes méditerranéens (Gaume *et al.*, 2004; Delrieu *et al.*, 2005).

Les précipitations ont également pour origine des mécanismes atmosphériques à large échelle liés aux effets orographiques ou « de front ». De fréquences plus régulières et de durées plus importantes que les précédentes, celles-ci couvrent de plus grandes étendues mais leur intensité est bien souvent moindre. Les précipitations orographiques (du grec *oros*, montagne) résultent de la rencontre entre une masse d'air chaude et humide et une barrière topographique, souvent une zone de massifs montagneux. Les précipitations frontales naissent de la rencontre de deux masses d'air de caractéristiques différentes (comme la température, l'humidité ou la vitesse).

Dans les régions plus froides, les crues peuvent être produites par la fonte des neiges ou par des pluies s'associant à des événements neigeux (Waylen et Woo, 1982; Stedinger *et al.*, 1993; Sui et Koehler, 2001; Merz et Blöschl, 2003; Buttle *et al.*, 2016). Le régime des crues résulte par ailleurs de l'interaction de la variabilité des précipitations suivant les saisons et des conditions du bassin versant, notamment celles de saturation du sol et des processus nivaux (Robinson et Sivapalan, 1997b; Sivapalan *et al.*, 2005). Les crues présentent en conséquence la plupart du temps une saisonnalité et n'ont pas la même probabilité d'occurrence tout au long de l'année. Cette saisonnalité des crues peut varier suivant les zones géographiques et le régime des précipitations. En région de montagne, il n'est pas rare d'assister aux crues les plus fortes pendant les mois de juin et juillet où les processus de fonte sont influents alors que les maxima de précipitations se situent davantage en automne (Parajka *et al.*, 2010). À l'inverse, en plaine, l'interaction entre saturation du sol et événements pluviométriques extrêmes a plus d'influence. Par exemple, il est possible que les maxima de débits soient générés lors de la saison hivernale en raison d'une évapotranspiration plus faible, et ce même si la saisonnalité des maxima pluviométriques est davantage marquée sur la saison estivale (Parajka *et al.*, 2010; Blöschl *et al.*, 2013).

1.1.2. La génération de l'écoulement

Tout d'abord, il faut noter qu'une partie de l'eau issue des précipitations ne participe pas aux écoulements, en raison des mécanismes d'interception, d'évapotranspiration et de stockage. L'interception représente la part n'atteignant jamais le sol en raison d'obstacles, le plus souvent végétaux. L'évapotranspiration est constituée de la somme de la transpiration des plantes et de l'évaporation directe à partir du sol et des surfaces d'eau libre. Les volumes d'eau précipités restants se répartissent ensuite en écoulements de surface et souterrain. La façon dont s'écoulent les volumes issus des précipitations et de la fonte au niveau du bassin versant dépendent de nombreux mécanismes, notamment d'écoulement de subsurface et de ruissellement qui correspond à un refus d'infiltration du sol. Il est généralement distingué deux types de ruissellement (Dunne, 1978) :

- le ruissellement dit « hortonien » (Horton, 1933) qui correspond à un dépassement de la capacité d'infiltration ;
- le ruissellement de saturation.

Les dynamiques de ces écoulements diffèrent. Les phénomènes de saturation et de ruissellement hortonien provoquent des réponses rapides, alors que ceux impliquant des écoulements de subsurface induisent des réponses plus lentes (Blöschl *et al.*, 2013). La répartition de ces différents processus d'écoulement peut avoir un impact considérable sur la forme de la courbe distribution des crues (Samuel et Sivapalan, 2008). La répartition de ces différents processus peut varier suivant la fréquence de l'évènement (Figure 1-1).

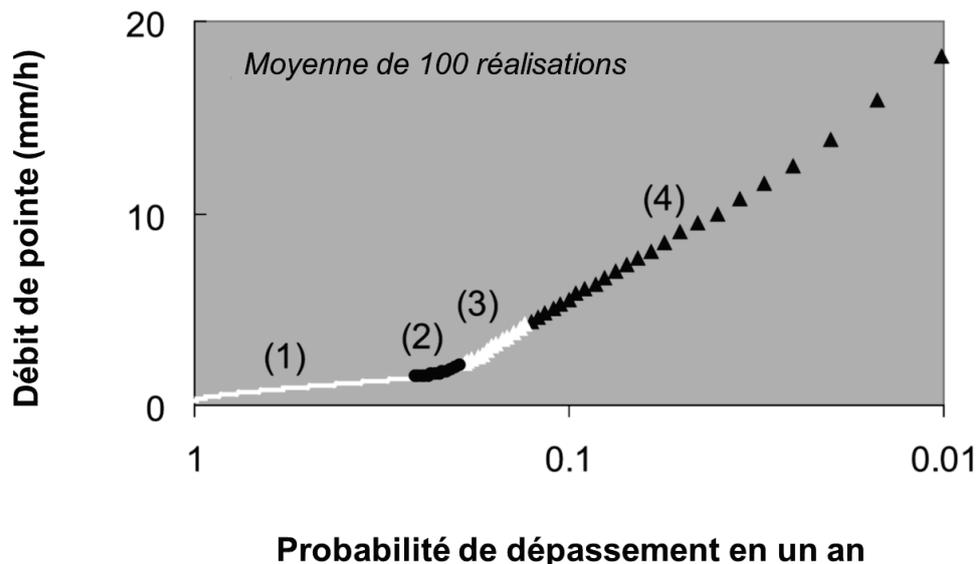


Figure 1-1 : Distribution de crues modélisées (moyenne sur 100 réalisations) sur le bassin versant 17 Mile Creek (Darwin, Australie). En abscisse : probabilité de dépassement en une année de la valeur associée en ordonnée.

Les secteurs 1 à 4 sont caractérisés par des processus d'écoulements dominants différents. Au niveau du secteur 1 (ligne fine et blanche), l'écoulement de subsurface est majoritaire pour les 100 réalisations. Le secteur 2 (ligne épaisse et noire) se manifeste par un écoulement de subsurface majoritaire dans 50% des cas. Au niveau du secteur 3 (triangles blancs), le ruissellement par saturation devient majoritaire dans plus de 50% des réalisations. Sur le secteur 4 (triangles noirs), le ruissellement par excès de saturation est majoritaire dans les 100 réalisations.

D'après Samuel et Sivapalan (2008)

D'autres paramètres, comme la végétation, la topographie ou les conditions d'humidité du sol influent sur la distribution des crues. L'impact de l'humidité du sol peut être particulièrement significatif (Michele et Salvadori, 2002; Komma *et al.*, 2007). Au niveau des zones où la saisonnalité du forçage climatique est importante, comme par exemple en Europe ou en Amérique du Nord, les conditions d'humidité pré-crue présentent également une forte saisonnalité impactant la distribution des fréquences de crue (e.g. Sivapalan *et al.*, 2005).

L'intensité et la hauteur de la pluie ont une incidence importante sur l'intervention de ces mécanismes lors d'un événement. Les précipitations d'intensité faible ou modérée sur une durée longue tendent à produire des écoulements de subsurface et des écoulements par saturation. Les événements de forte intensité favorisent les écoulements par dépassement de la capacité d'infiltration (Blöschl *et al.*, 2013). On assiste parfois à des effets de seuils qui peuvent engendrer des ruptures dans la distribution des débits de crue (e.g. Struthers et Sivapalan, 2007; Zehe et Sivapalan, 2009; Rogger *et al.*, 2012). Cela se traduit par une non-linéarité de la distribution, liée aux modifications dans les processus d'écoulement (cf. Figure 1-1 et Figure 1-2). Ce phénomène est particulièrement visible sur les petits bassins versants.

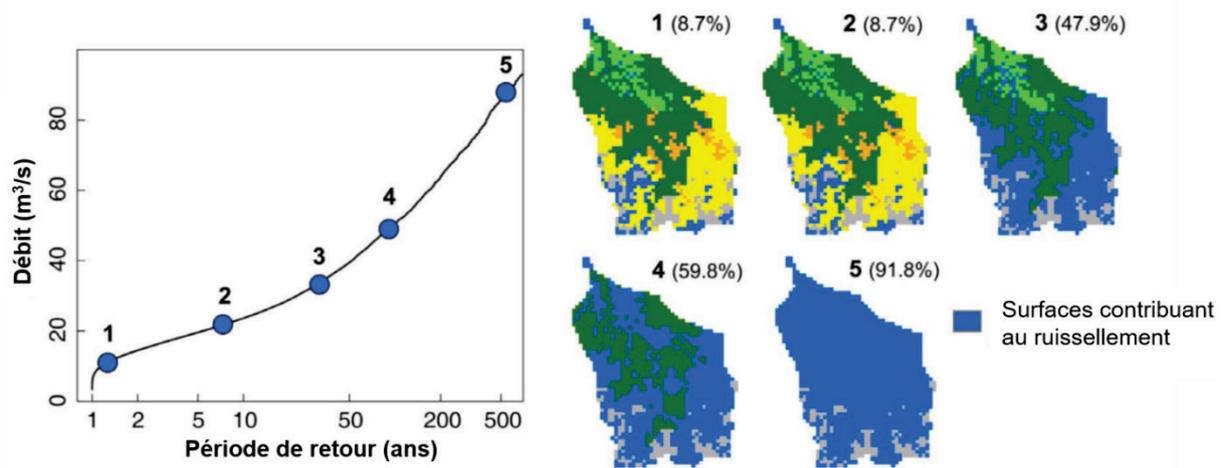


Figure 1-2 : Non-linéarité de la courbe de distribution des fréquences de crue en raison de changements des processus impliqués pour chaque période de retour sur le bassin du Weerbach (Alpes autrichiennes), 73 km².

Pour les événements fréquents (1 et 2), seules quelques surfaces contribuent au ruissellement. Entre les événements 2 et 3, une importante augmentation des zones contributives de 8.7% à 47.9% est observée, liée à un dépassement de la capacité de stockage des surfaces impliquées. Ce phénomène entraîne une rupture dans la distribution des événements et s'intensifie pour les événements 4 et 5 jusqu'à la contribution de la surface totale du bassin versant (événement 5).

D'après Rogger *et al.* (2012)

1.1.3. La propagation des écoulements

Les lames d'eau s'écoulent à la surface ou via la subsurface suivant les pentes. Le cheminement du ruissellement est affecté par deux facteurs principaux :

- la taille, la forme du bassin versant ainsi que la topographie et la structure du réseau hydrographique, notamment la présence de ramifications ;
- la rugosité et les pentes du terrain, les caractéristiques du sol, l'hydrogéologie, la géométrie du lit, etc. sur l'ensemble du bassin versant.

Ces facteurs n'ont pas la même influence suivant la taille des bassins versant. Les écoulements au sein des petits bassins sont davantage conditionnés par les pentes alors que la réponse hydrologique des bassins de grande taille est plus influencée par la géométrie du réseau hydrographique (e.g. Kirkby, 1976; Robinson *et al.*, 1995).

A l'échelle du bassin versant, le facteur clé pour déterminer l'intensité du pic de crue est l'échelle de temps relative de la durée d'inondation et le temps de réponse moyen (temps de concentration) du bassin versant (Robinson et Sivapalan, 1997a; Robinson et Sivapalan, 1997b; Blöschl *et al.*, 2013). Les plus grandes crues sont souvent produites par des événements pluviométriques de durées équivalentes au temps de concentration (Viglione et Blöschl, 2009). Cela conduit à un effet d'échelle : au niveau des bassins versants au temps de réponse court, les plus grosses crues sont produites par des événements de durée brève. Dans les bassins versants aux temps de réponse longs, les plus gros événements de crue sont générés par des précipitations de longue durée (Blöschl *et al.*, 2013). D'autres facteurs peuvent intervenir comme des événements météorologiques multiples ou la saisonnalité de l'humidité du sol qui peut modifier les temps de réponse suivant les périodes de l'année (Sivapalan, 2005).

1.1.4. L'influence des aménagements anthropiques

Il ne reste aujourd'hui que très peu de cours d'eau n'ayant pas subi d'aménagements humains. Cette modification du territoire s'est notamment traduite par la déforestation, la construction de routes, de bâtiments et d'autres infrastructures afin d'augmenter les surfaces urbanisées et cultivées, etc. La génération et la dynamique des écoulements en ont été affectées. Le déboisement des bassins versants a par exemple comme effet d'augmenter le rendement en eau (e.g. Andréassian, 2004; Cosandey *et al.*, 2005). Réciproquement, le boisement des bassins entraîne le plus souvent une réduction du rendement en eau (e.g. Hibbert, 1966; Bosch et Hewlett, 1982; Robinson *et al.*, 2003). De manière générale, les aménagements humains ont pour effet de réduire le temps de réponse du bassin versant et d'augmenter les volumes ruisselés en raison de l'imperméabilisation des surfaces et de l'aménagement de systèmes de drainage. Il en résulte une augmentation du débit de pointe (Blöschl *et al.*, 2013). Cet effet est particulièrement observé pour les petites crues, alors que les crues plus rares restent peu affectées (Hollis, 1975; Hundecha et Bardossy, 2004).

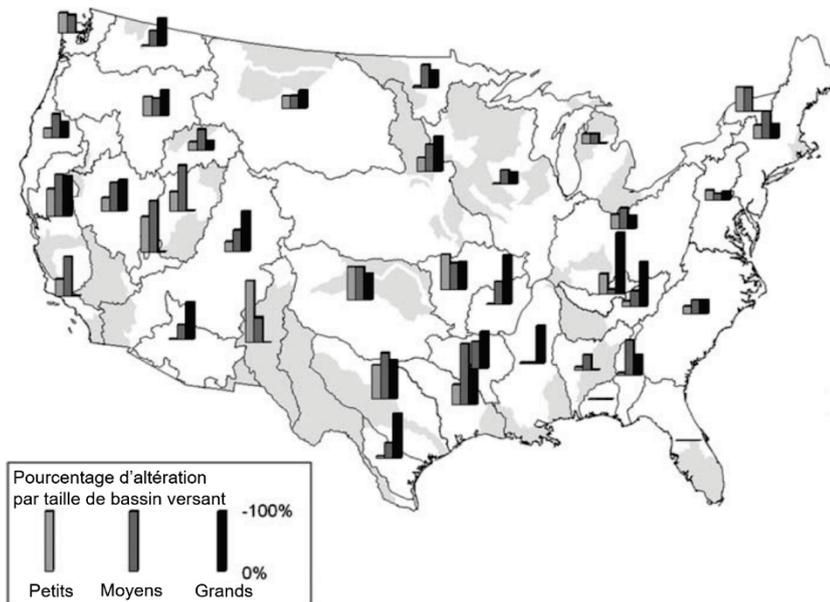


Figure 1-3 : D'après FitzHugh et Vogel (2011) : Diminution de la crue annuelle moyenne en pourcentage sur trois classes de bassins versants : Petits <1000 km² ; Moyens : 1000-20000 km² ; Grands : >20000 km².

Certains aménagements permettent le stockage de l'eau comme les barrages à usage d'irrigation ou de production hydro-électrique. Ceux-ci peuvent altérer significativement le régime des crues sur de nombreux cours d'eau dans le monde (Graf, 1999; Magilligan et Nislow, 2005; Nilsson *et al.*, 2005; Carluer *et al.*, 2016). L'implantation de barrages sur le territoire des Etats-Unis a par exemple eu pour effet de diminuer de façon conséquente l'écoulement des crues de faible ampleur, notamment la crue annuelle (FitzHugh et Vogel, 2011). Les travaux menés par FitzHugh et Vogel (2011) montrent un degré d'altération des rivières impactées augmentant de manière logique avec la taille des bassins versants. L'implantation des barrages a eu pour effet une réduction de la crue annuelle moyenne en moyenne de 29% pour les grands bassins, de 15% pour les bassins moyens et de 7% pour les plus petits (Figure 1-3). Blöschl *et al.* (2013) illustrent ce phénomène sur deux exemples : le barrage de Yahagi construit en 1970 et le barrage de Norris construit en 1936. L'observation des séries de maximums annuels y montre une diminution sensible des plus petites crues mais aucun effet apparent sur les crues plus importantes. Cependant, l'impact de ces aménagements peut être variable suivant les usages (lutte contre les inondations, production d'hydro-électricité, irrigation, etc.), la gouvernance locale et les modes de gestion.

Un ouvrage peut également se révéler transparent selon le type d'évènement et son occurrence dans l'année. Par exemple, les ouvrages de laminage des crues ont pour rôle de stocker de l'eau lorsque le débit de crue dépasse un seuil susceptible de provoquer des dommages significatifs en aval. Ils peuvent donc être transparents pour les plus faibles débits. Les barrages à réservoir peuvent également impacter la saisonnalité des débits de crue. Certains ouvrages stockent l'eau au niveau de lacs artificiels durant la saison hivernale et restituent les volumes stockés pendant la période estivale à des fins de soutien d'étiage. En France, ce fonctionnement est par exemple utilisé par l'Etablissement Public Territorial de Bassin « Seine Grands Lacs ». Il vise à vider les retenues pour soutenir les étiages estivaux de la Seine en vue de restaurer leur capacité à amortir les crues hivernales (Cipriani et Sauquet, 2014).

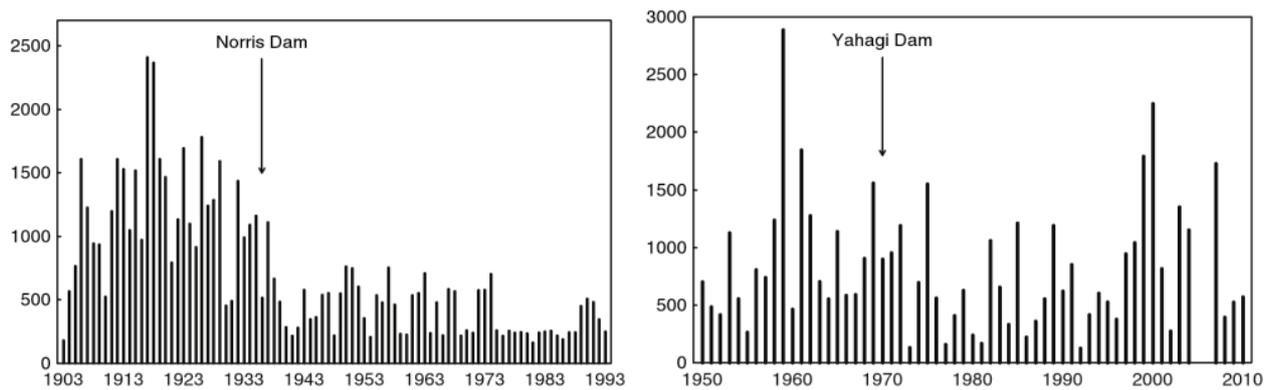


Figure 1-4 : Impact de la construction de barrages sur le débit journalier maximum annuel (en m^3/s), d'après Blöschl et al. (2013).

A gauche : la rivière Clinch en aval du barrage Norris, Tennessee, USA (superficie du bassin de $7545 km^2$). Construit en 1936 pour une capacité de stockage de $3.1 km^3$. On voit qu'il réduit significativement toute la gamme des crues.

A droite : la rivière Yahagi à Imazu au Japon (superficie du bassin versant : $1356 km^2$). Aménagé en 1970 pour une capacité de stockage de $0.075 km^3$, le barrage de Yahagi est situé à 50 km en amont de la station de mesure. Relativement petit et ne contrôlant qu'une partie du bassin en amont de la station, son influence n'est perceptible que sur les crues modérées.

Données : Japan River Association, River Discharge Year Book, 1950-2010, mises à disposition gracieuse par l'ICHARM.

1.2. Le régime des crues vu par une analyse fréquentielle

Une préoccupation classique de l'hydrologie est la prédétermination des crues. Celle-ci consiste à estimer les probabilités d'occurrence des grandeurs associées aux crues, comme par exemple les débits de pointe mais aussi les volumes. Très souvent, l'objectif de l'hydrologue est d'évaluer la rareté du débit de pointe associée à un évènement de crue. La prédétermination des crues fait appel à l'analyse fréquentielle, méthode statistique se basant sur l'étude des événements passés afin d'en définir les probabilités d'apparition future. Cette prédiction repose sur la définition et la mise en œuvre d'un modèle fréquentiel, qui décrit analytiquement le comportement statistique d'un processus (Meylan et al., 2008). Il s'agit en général d'estimer une valeur associée à une probabilité de non-dépassement, aussi appelée quantile, à partir d'un échantillon de mesures, ici de débit.

1.2.1. Les variables d'intérêt

Comme on a pu le voir précédemment, différentes formes d'écoulement sont à l'œuvre lors d'un évènement de crue (Figure 1-5-a). Lorsqu'il cherche à caractériser une crue, l'hydrologue peut s'appuyer sur des variables descriptives du régime des crues. Pour ce faire, l'approche la plus courante consiste à exploiter une chronique de débits mesurés. Les descripteurs les plus couramment employés sont en relation avec l'intensité de la crue car directement interprétables par les décideurs. Il s'agit de variables telles que le débit maximal instantané ou débit de pointe Q_{max} ou le volume maximal généré $V(d)_{max}$ sur une durée continue d pendant la crue (Figure 1-5-b). La connaissance de la dynamique de crue revêt également une importance considérable dans l'étude d'un bassin versant. Cette dynamique peut varier de manière importante suivant la réponse hydrologique des bassins versants, leur typologie, les précipitations à l'origine de l'évènement, etc. Un certain nombre de variables décrivant la dynamique de crue existent telles que le temps de montée t_m ou le temps de base t_b (Figure 1-5-a) mais aussi la durée caractéristique de crue Dc qui correspond à la période pendant laquelle le débit dépasse la moitié du débit de pointe (Figure 1-5-b). Etudier la forme de l'hydrogramme de crue représente également une approche intéressante et un certain nombre de travaux mettent en avant des typologies et/ou de coefficients de forme, par exemple (e.g. Garçon *et al.*, 2002; Sauquet *et al.*, 2008; Alliau *et al.*, 2015; Brunner *et al.*, 2018).

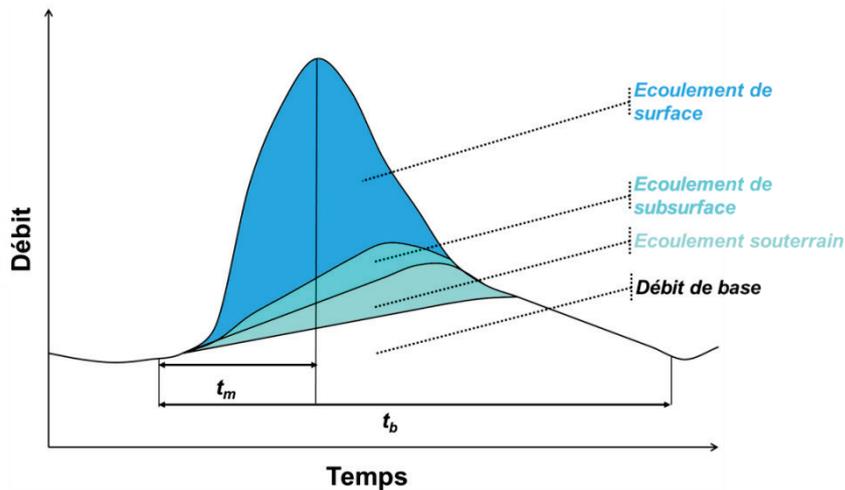


Figure 1-5-a : Dynamique et contributions des écoulements de surface, subsurface et souterrain sur un hydrogramme de crue type ; notion de temps de base (t_b) et de temps de montée (t_m).

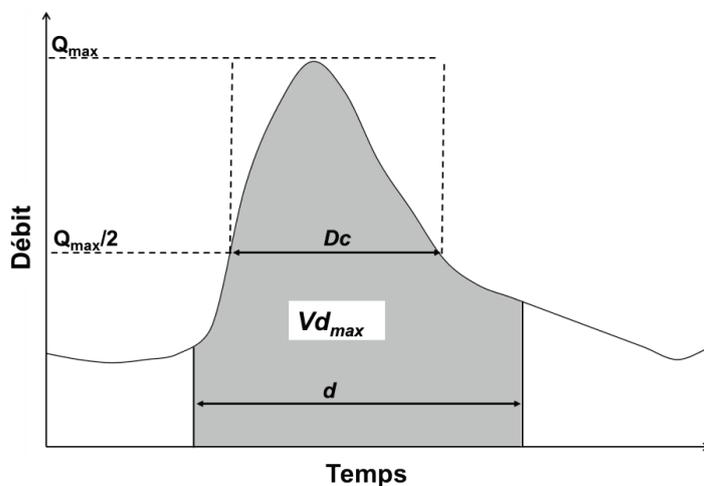


Figure 1-5-b : Variables d'intérêt relatives à l'intensité et à la dynamique de crue sur un hydrogramme de crue type ; notion de durée Dc de la crue, plus facile à estimer que la durée totale d .

1.2.2. Evènements extrêmes : échantillonnage et inférence statistique

La chronique des débits est la donnée de base et peut être de définition plus ou moins fine (journalière, infra-journalière à pas de temps horaire ou variable, etc.). L'analyse statistique porte sur des variables hydrologiques extraites de ces chroniques : débits instantanés maximaux de crue ou débits moyens maximaux correspondant à différentes durées. Afin de décrire les probabilités d'occurrence des grandeurs associées aux crues, il est nécessaire d'établir un échantillon représentatif à partir de la chronique de débit. Cette première étape consiste à isoler les valeurs numériques sur lesquelles sera réalisée l'inférence statistique, c'est-à-dire l'ajustement d'une loi de distribution statistique. L'ajustement d'une loi de probabilité F sur les échantillons de données X consiste à déterminer la probabilité de non-dépassement de la valeur x pour la variable X :

$$P(X \leq x) = F(x) \quad (1.1)$$

Il est alors possible de calculer le quantile $x(T)$, c'est-à-dire la valeur théorique fournie par la loi F , pour toute période de retour T , T étant liée à F . Deux méthodes développées ci-après sont couramment employées :

- la méthode de sélection du maximum par bloc est la plus simple. Elle consiste à ne sélectionner que la valeur maximale sur des périodes définies d'égale longueur ;
- la méthode d'échantillonnage par valeur supérieure à un seuil (sup-seuil) consiste à retenir la valeur maximale de chaque événement pour tous les événements indépendants ayant dépassé un seuil donné.

Quelle que soit la méthode employée, pour satisfaire aux hypothèses classiques de l'analyse fréquentielle, l'échantillon obtenu doit satisfaire la condition *i.i.d.*, c'est-à-dire qu'il doit être constitué de valeurs indépendantes et identiquement distribuées. Le critère d'indépendance se traduit par le fait que des valeurs ne doivent pas être issues d'un même événement ou qu'une valeur ne soit conditionnée par une autre. Par ailleurs, les propriétés statistiques doivent être stationnaires dans le temps, ce qui suppose que les valeurs fortes ou faibles doivent être réparties de manière homogène dans le temps. Enfin, si la condition *i.i.d.* est satisfaite pour l'échantillon de valeurs fortes, le choix d'une loi de distribution statistique pour les maxima est guidé par la théorie des valeurs extrêmes. Ainsi l'ajustement d'une loi de probabilité n'est pas totalement libre, que ce soit pour une sélection par maxima de blocs ou par valeur supérieure à un seuil.

1.2.2.1. Maxima par blocs

La méthode d'échantillonnage par maxima de blocs reste souvent employée en raison de la simplicité de sa mise en œuvre. La plupart du temps, la sélection s'effectue sur une année « hydrologique ». Il est alors question de « maxima annuels ». Pour les crues influencées majoritairement par un régime pluvial en France, il est d'usage de définir l'année hydrologique du 1^{er} septembre au 31 août. Une variante moins courante consiste à sélectionner les k plus fortes valeurs observées sur une année, sous hypothèse d'indépendance. Cela permet d'augmenter la taille de l'échantillon et de ne pas négliger des valeurs fortes observées pendant une même année (Lang *et al.*, 2007). Il est également possible de réduire la définition de la séquence temporelle par une sélection sur des maxima saisonniers, voire mensuels. Le choix dans la taille du bloc reste cependant capital. La définition de blocs trop petits peut conduire à un biais en termes d'estimation et d'extrapolation (Coles, 2001), mais aussi d'homogénéité si les blocs ne sont pas tous situés à la même saison et n'échantillonnent ainsi pas les mêmes processus. A l'inverse, un choix de blocs trop larges engendre peu de maxima et ainsi une forte variance d'estimation. Il est donc d'usage d'extraire les maxima annuels (Coles, 2001; Garavaglia, 2011).

L'inconvénient majeur est que l'échantillon ainsi formé peut contenir des événements non significatifs. Par exemple, une valeur ne correspondant pas à un épisode de crue risque d'être sélectionnée lors d'une année sèche. A l'inverse, plusieurs événements majeurs peuvent être observés au cours d'une même année hydrologique et la sélection par maxima annuels ne sélectionnera que le plus élevé d'entre eux. Pour l'échantillonnage par maxima de blocs, la théorie des valeurs extrêmes oriente vers une distribution théorique *GEV* (Generalized Extreme Values) :

$$x(T) = a_x + \frac{b_x}{k_x} \left[1 - \left(-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right) \right]^{k_x} \quad (1.2)$$

où a_x , b_x et k_x sont les paramètres de position, d'échelle et de forme associés à la variable X (X représente ici le débit).

La loi de Gumbel (1.3) correspond au cas particulier ($k_x = 0$)

$$x(T) = a_x + b_x \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right] \quad (1.3)$$

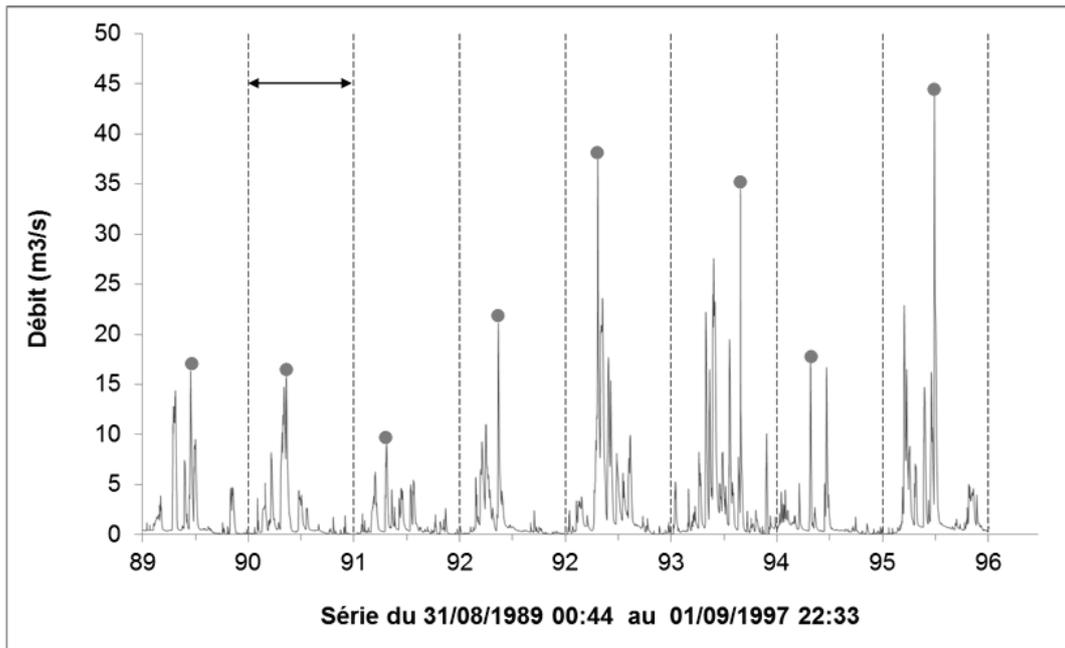
Elle reste la loi privilégiée pour l'inférence statistique d'un échantillon local de maxima annuels, car l'estimation locale d'un coefficient de forme est trop fragile ; elle est notamment utilisée pour les quantiles de crue calculés par la banque HYDRO (procédure « CRUCAL », interrogation en mars 2018).

1.2.2.2. Echantillonnage par valeur supérieure à un seuil

La méthode d'échantillonnage par valeur supérieure à un seuil (sup-seuil) consiste à sélectionner toutes les valeurs dépassant un seuil donné (Lang *et al.*, 1999). Cette approche est préférable à un échantillonnage par maxima annuels car elle permet de prendre en considération des événements majeurs multiples au sein d'une même année hydrologique. De même, lors d'une année sèche, aucune valeur ne sera sélectionnée si le seuil est élevé. L'estimation des quantiles de crue est ainsi jugée plus fiable que celle réalisée sur la base d'un échantillon de débits maximaux annuels. Par exemple, les travaux de Lang (1995) basés sur des tirages de Monte-Carlo, ont montré que l'erreur quadratique moyenne entre quantiles estimés et théoriques est deux à trois fois plus faible pour un échantillonnage sup-seuil sur des échantillons de même taille. Ces résultats sont confirmés dans la littérature (e.g. Madsen *et al.*, 1997).

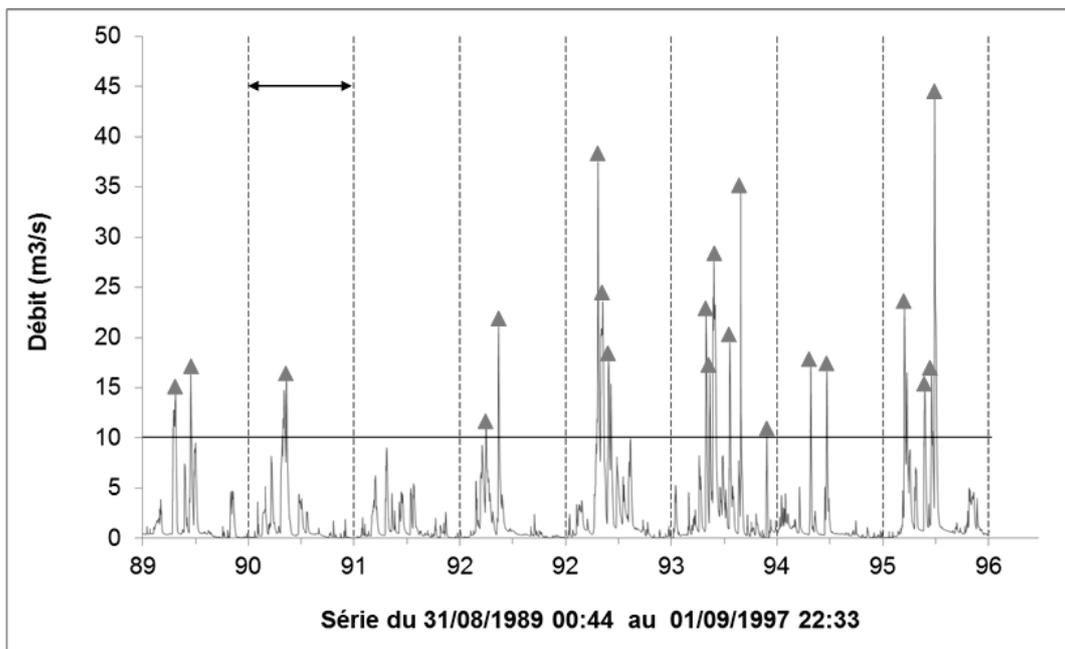
Cette technique offre ainsi une plus grande souplesse et robustesse puisqu'elle permet de collecter un plus grand nombre d'événements sélectionnés ; et si le seuil est suffisamment élevé, seuls les événements majeurs seront capturés. La Figure 1-6 ci-après illustre la mise en œuvre comparative des deux techniques d'échantillonnage sur une même chronique. Cet exemple met en avant les avantages de l'échantillonnage sup-seuil énoncés précédemment. On constate ainsi la capture de six événements lors de l'année hydrologique 1993. A l'inverse, aucune valeur n'est sélectionnée lors de l'année 1991.

Sa mise en œuvre est cependant délicate (Lang *et al.*, 1999; Lang *et al.*, 2007). L'hydrologue doit en effet déterminer un seuil cohérent pour capturer des valeurs suffisamment fortes et nombreuses. Par ailleurs, l'ajout de contraintes d'indépendance est absolument nécessaire afin de ne pas sélectionner plusieurs fois le même événement hydrologique. Ces contraintes sont la plupart du temps matérialisées par un espacement temporel minimal entre deux pics de crue ainsi qu'un seuil bas de redescente vers un débit de base. Le calage de ce type de contrainte permet de garantir l'indépendance au sein de l'échantillon.



← → Année hydrologique

● Valeur maximale annuelle



← → Année hydrologique

— Seuil

▲ Valeur supérieure au seuil de 10 m³/s

Figure 1-6 : Comparaison d'un échantillonnage par maxima annuels (en haut) et d'un échantillonnage par valeurs supérieures à un seuil effectués sur la chronique de débits instantanés de la Nied Allemande à Faulquemont (187 km²), adaptée d'après un exemple tiré de Javelle (2001).

Pour l'échantillonnage par valeurs supérieures à un seuil, la théorie des valeurs extrêmes oriente vers une distribution théorique de Pareto généralisée (*GP*). Les dépassements du seuil sont décrits par :

$$x(T) = a_x + \frac{b_x}{k_x} [1 - (1 - F)^{k_x}] \quad (1.4)$$

où a_x , b_x et k_x sont les paramètres de position, d'échelle (ou gradex) et de forme associés à la variable X (X représente ici le débit), T est la période de retour et F est la fonction de répartition de la loi de Pareto Généralisée. En faisant apparaître μ_x , le nombre d'évènements par an, l'expression devient :

$$x(T) = a_x + \frac{b_x}{k_x} \left[1 - \left(\frac{1}{\mu_x T} \right)^{k_x} \right] \quad (1.5)$$

La loi exponentielle (1.6) en est un exemple particulier ($k_x = 0$)

$$x(T) = a_x + b_x \ln(T) \quad (1.6)$$

Selon le principe de parcimonie, les lois à deux paramètres sont à privilégier par rapport aux lois à trois paramètres s'il n'existe pas de raison objective de rejeter les distributions à deux paramètres. Plusieurs arguments vont en ce sens. La loi exponentielle est en effet plus robuste alors que le coefficient de forme de la distribution *GP* est très sensible à la variabilité d'échantillonnage. La loi de Pareto, comme toutes les lois à trois paramètres, nécessite un très grand nombre de valeurs pour espérer obtenir des paramètres stabilisés. Au demeurant, il est à noter que la courbure éventuelle n'est importante que pour les quantiles de période de retour élevés, ce qui n'est pas la préoccupation du présent travail.

1.3. Synthèse

Ce chapitre a permis d'introduire l'analyse du régime des crues à deux niveaux. Un premier volet a été consacré à une synthèse bibliographique afin de décrire les différents processus et mécanismes à l'œuvre lors d'un évènement de crue. Ainsi, cette première partie expose l'origine climatique, les processus de génération et de propagation des écoulements mais aussi l'effet des aménagements anthropiques sur la génération et la dynamique des crues. La seconde partie du chapitre porte sur la description du régime des crues via l'analyse fréquentielle. Cette méthode statistique permet de définir les probabilités d'occurrence des crues et de décrire leur rareté en termes de débits, mais aussi de volumes. Pour ce faire, l'approche est basée sur l'extraction des valeurs extrêmes antérieures sur une chronique de débits. Cette extraction peut se faire au moyen de différentes techniques d'échantillonnages décrites dans cette section : maxima annuels ou valeurs supérieures à un seuil. Leur mise en œuvre mais aussi leurs avantages et leurs inconvénients y sont évoqués.

Le choix des distributions doit être adapté en fonction de la technique d'échantillonnage choisie suivant les recommandations de la théorie des valeurs extrêmes. Ainsi la loi *GEV* est utilisée pour les échantillons de type maxima annuels tandis que la loi de Pareto Généralisée permet de décrire les échantillons de valeurs supérieures à un seuil. L'estimation des paramètres peut être obtenue par maximum de vraisemblance, selon la méthode des moments, la méthode des moments pondérés, des *L-moments*... En revanche, l'ajustement selon le principe des moindres carrés est à bannir. En effet, cette méthode d'optimisation se situe en dehors du cadre théorique de l'analyse fréquentielle et fournit des valeurs de paramètres peu robustes (un fort poids est donné aux points extrêmes dont la position en fréquence est très incertaine). La mise en œuvre de l'analyse fréquentielle pour décrire le régime des crues fréquentes nécessite de disposer de séries de débits fiables et disponibles sur plusieurs années, voire dizaines d'années. Le chapitre suivant traite de l'étape importante qu'est la sélection de telles chroniques sur l'ensemble du territoire d'étude.

Références bibliographiques

- Alliau, D., De Saint Seine, J., Lang, M., Sauquet, E. and Renard, B., 2015, Étude du risque d'inondation d'un site industriel par des crues extrêmes : de l'évaluation des valeurs extrêmes aux incertitudes hydrologiques et hydrauliques. *La Houille Blanche* (2), pp. 67-74.
- Andréassian, V., 2004, Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. *Journal of Hydrology* 291(1), pp. 1-27.
- Barredo, J.I., 2007, Major flood disasters in Europe: 1950–2005. *Natural Hazards* 42(1), pp. 125-148.
- Blöschl, G., Sivapalan, M., Wagener, T., Viglione, A. and Savenije, H., 2013, *Runoff prediction in ungauged basins: Synthesis across processes, places and scales*. Cambridge University Press.
- Bosch, J.M. and Hewlett, J.D., 1982, A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology* 55(1), pp. 3-23.
- Braud, I., Aral, P.A., Bouvier, C., Branger, F., Delrieu, G., Le Coz, J., Nord, G., Vandervaere, J.P., Anquetin, S., Adamovic, M., Andrieu, J., Batiot, C., Boudevillain, B., Brunet, P., Carreau, J., Confoland, A., Didon-Lescot, J.F., Domergue, J.M., Douvinet, J., Dramais, G., Freydier, R., Gérard, S., Huza, J., Leblois, E., Le Bourgeois, O., Le Boursicaud, R., Marchand, P., Martin, P., Nottale, L., Patris, N., Renard, B., Seidel, J.L., Taupin, J.D., Vannier, O., Vincendon, B. and Wijbrans, A., 2014, Multi-scale hydrometeorological observation and modelling for flash flood understanding. *Hydrology and Earth System Sciences* 18(9), pp. 3733-3761.
- Brunner, M.I., Seibert, J. and Favre, A.C., 2018, Representative sets of design hydrographs for ungauged catchments: A regional approach using probabilistic region memberships. *Advances in Water Resources* 112, pp. 235-244.
- Buttle, J.M., Allen, D.M., Caissie, D., Davison, B., Hayashi, M., Peters, D.L., Pomeroy, J.W., Simonovic, S., St-Hilaire, A. and Whitfield, P.H., 2016, Flood processes in Canada: Regional and special aspects. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques* 41(1-2), pp. 7-30.
- Carlier, N., Babut, M., Belliard, J., Bernez, I., Burger-Leenhardt, D., Dorioz, J.M., Douez, O., Dufour, S., Grimaldi, C., Habets, F., Le Bissonnais, Y., Molénat, J., Rollet, A.J., Rosset, V., Sauvage, S., Usseglio-Polatera, P. and Leblanc, B., 2016, Expertise scientifique collective sur l'impact cumulé des retenues - Rapport de synthèse. Rapport d'étude, Irstea, p. 108
- Cipriani, T. and Sauquet, E., 2014, Altération de l'hydrologie des cours d'eau par des ouvrages hydrauliques. Rapport d'étude, Irstea, p. 200
- Coles, S., 2001, *An introduction to statistical modeling of extreme values* London.
- Cosandey, C., Andréassian, V., Martin, C., Didon-Lescot, J.F., Lavabre, J., Folton, N., Mathys, N. and Richard, D., 2005, The hydrological impact of the mediterranean forest: a review of French research. *Journal of Hydrology* 301(1), pp. 235-249.
- Delrieu, G., Nicol, J., Yates, E., Kirstetter, P.-E., Creutin, J.-D., Anquetin, S., Obled, C., Saulnier, G.-M., Ducrocq, V., Gaume, E., Payrastré, O., Andrieu, H., Aral, P.-A., Bouvier, C., Neppel, L., Livet, M., Lang, M., du-Châtelet, J.P., Walpersdorf, A. and Wobrock, W., 2005, The Catastrophic Flash-Flood Event of 8–9 September 2002 in the Gard Region, France: A First Case Study for the Cévennes–Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *Journal of Hydrometeorology* 6(1), pp. 34-52.
- Dunne, T., 1978, Field studies of hillslope flow processes. *Hillslope hydrology*, pp. 227-293.
- FitzHugh, T.W. and Vogel, R.M., 2011, The impact of dams on flood flows in the United States. *River Research and Applications* 27(10), pp. 1192-1215.

- Garavaglia, F., 2011, Méthode SCHADEX de prédétermination des crues extrêmes. Thèse de doctorat Sciences de l'Univers et de l'Environnement, Université de Grenoble, p. 416.
- Garçon, R., Bossard, E., Lang, M. and Le Clerc, S., 2002, Revisiter la notion de scénario hydrologique de référence pour la caractérisation du risque d'inondation. Rapport, EDF/DTG - Cemagref, p. 76
- Gaume, E., Livet, M., Desbordes, M. and Villeneuve, J.P., 2004, Hydrological analysis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 November 1999. *Journal of Hydrology* 286(1-4), pp. 135-154.
- Graf, W.L., 1999, Dam nation: A geographic census of American dams and their large-scale hydrologic impacts. *Water Resources Research* 35(4), pp. 1305-1311.
- Hibbert, A.R., 1966, Forest treatment effects on water yield, pp. 527-543, Pergamon Press, Oxford, New York.
- Hollis, G.E., 1975, The effect of urbanization on floods of different recurrence interval. *Water Resources Research* 11(3), pp. 431-435.
- Horton, R.E., 1933, The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 14(1), pp. 446-460.
- Hundecha, Y. and Bardossy, A., 2004, Modeling of the effect of land use changes on the runoff generation of a river basin through parameter regionalization of a watershed model. *Journal of Hydrology* 292(1-4), pp. 281-295.
- Javelle, P., 2001, Caractérisation du régime des crues : le modèle débit-durée-fréquence convergent. Approche locale et régionale. Thèse de doctorat Mécanique de milieux géophysiques et environnement, Institut national polytechnique de Grenoble, p. 268.
- Kirkby, M.J., 1976, Tests of the random network model, and its application to basin hydrology. *Earth Surface Processes* 1(3), pp. 197-212.
- Komma, J., Reszler, C., Blöschl, G. and Haiden, T., 2007, Ensemble prediction of floods - catchment non-linearity and forecast probabilities. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 7(4), pp. 431-444.
- Kron, W., 2005, Flood Risk = Hazard • Values • Vulnerability. *Water International* 30(1), pp. 58-68.
- Lang, M., 1995, Les chroniques en hydrologie : modélisation comparée par un système de gestion de bases de données relationnel et orienté-objet, traitement de base et intervalles de confiance des quantiles de crues, techniques d'échantillonnage par la méthode du renouvellement. Thèse de doctorat Mécanique, Université Joseph Fourier Grenoble, p. 296.
- Lang, M., J., L., HHLY, C.L. and CHAX, C.A.E.P., 2007, Estimation de la crue centennale pour les plans de prévention des risques d'inondations. Editions Quae, Paris, France.
- Lang, M., Ouarda, T. and Bobee, B., 1999, Towards operational guidelines for over-threshold modeling. *Journal of Hydrology* 225(3-4), pp. 103-117.
- Maddox, R.A., Chappell, C.F. and Hoxit, L.R., 1979, Synoptic and Meso- α Scale Aspects of Flash Flood Events. *Bulletin of the American Meteorological Society* 60(2), pp. 115-123.
- Madsen, H., Rasmussen, P.F. and Rosbjerg, D., 1997, Comparison of annual maximum series and partial duration series methods for modeling extreme hydrologic events .1. At-site modeling. *Water Resources Research* 33(4), pp. 747-757.
- Magilligan, F.J. and Nislow, K.H., 2005, Changes in hydrologic regime by dams. *Geomorphology* 71(1-2), pp. 61-78.
- Merz, R. and Blöschl, G., 2003, A process typology of regional floods. *Water Resources Research* 39(12), pp. 1-20.
- Meylan, P., Favre, A.C. and Musy, A., 2008, Hydrologie fréquentielle: une science prédictive. PPUR presses polytechniques.

- Michele, C.D. and Salvadori, G., 2002, On the derived flood frequency distribution: analytical formulation and the influence of antecedent soil moisture condition. *Journal of Hydrology* 262(1–4), pp. 245-258.
- Nilsson, C., Reidy, C.A., Dynesius, M. and Revenga, C., 2005, Fragmentation and flow regulation of the world's large river systems. *Science* 308(5720), pp. 405-408.
- Parajka, J., Kohnova, S., Balint, G., Barbuc, M., Borga, M., Claps, P., Cheval, S., Dumitrescu, A., Gaume, E., Hlavcova, K., Merz, R., Pfaundler, M., Stancalie, G., Szolgay, J. and Blöschl, G., 2010, Seasonal characteristics of flood regimes across the Alpine-Carpathian range. *Journal of Hydrology* 394(1-2), pp. 78-89.
- Robinson, J.S. and Sivapalan, M., 1997a, An investigation into the physical causes of scaling and heterogeneity of regional flood frequency. *Water Resources Research* 33(5), pp. 1045-1059.
- Robinson, J.S. and Sivapalan, M., 1997b, Temporal scales and hydrological regimes: Implications for flood frequency scaling. *Water Resources Research* 33(12), pp. 2981-2999.
- Robinson, J.S., Sivapalan, M. and Snell, J.D., 1995, On the relative roles of hillslope processes, channel routing, and network geomorphology in the hydrologic response of natural catchments. *Water Resources Research* 31(12), pp. 3089-3101.
- Robinson, M., Cognard-Plancq, A.L., Cosandey, C., David, J., Durand, P., Führer, H.W., Hall, R., Hendriques, M.O., Marc, V., McCarthy, R., McDonnell, M., Martin, C., Nisbet, T., O'Dea, P., Rodgers, M. and Zollner, A., 2003, Studies of the impact of forests on peak flows and baseflows: a European perspective. *Forest Ecology and Management* 186(1), pp. 85-97.
- Rogger, M., Pirkel, H., Viglione, A., Komma, J., Kohl, B., Kirnbauer, R., Merz, R. and Blöschl, G., 2012, Step changes in the flood frequency curve: Process controls. *Water Resources Research* 48.
- Samuel, J.M. and Sivapalan, M., 2008, Effects of multiscale rainfall variability on flood frequency: Comparative multisite analysis of dominant runoff processes. *Water Resources Research* 44(9).
- Sauquet, E., Ramos, M.-H., Chapel, L. and Bernardara, P., 2008, Streamflow scaling properties: investigating characteristic scales from different statistical approaches. *Hydrological Processes* 22(17), pp. 3462-3475.
- Sivapalan, M., 2005, *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, John Wiley & Sons, Ltd, pp. 193-219.
- Sivapalan, M., Blöschl, G., Merz, R. and Gutknecht, D., 2005, Linking flood frequency to long-term water balance: Incorporating effects of seasonality. *Water Resources Research* 41(6), pp. 1-17.
- Stedinger, J.R., Vogel, R.M. and Foufoula-Georgiou, E., 1993, *Handbook of Hydrology*. Maidment, D.R. (ed), New York : McGraw-Hill pp. 1-66.
- Struthers, I. and Sivapalan, M., 2007, A conceptual investigation of process controls upon flood frequency: role of thresholds. *Hydrology and Earth System Sciences* 11(4), pp. 1405-1416.
- Sui, J. and Koehler, G., 2001, Rain-on-snow induced flood events in Southern Germany. *Journal of Hydrology* 252(1–4), pp. 205-220.
- Viglione, A. and Blöschl, G., 2009, On the role of storm duration in the mapping of rainfall to flood return periods. *Hydrology and Earth System Sciences* 13(2), pp. 205-216.
- Waylen, P. and Woo, M.-k., 1982, Prediction of annual floods generated by mixed processes. *Water Resources Research* 18(4), pp. 1283-1286.
- Zehe, E. and Sivapalan, M., 2009, Threshold behaviour in hydrological systems as (human) geosystems: manifestations, controls, implications. *Hydrology and Earth System Sciences* 13(7), pp. 1273-1297.

Chapitre 2. Recueil et primo-sélection des données à caractère hydrologique

Dans ce chapitre sont exposées les différentes étapes de sélection et de choix des données nécessaires à nos travaux de recherche. La sélection de données de référence est une étape importante et un soin particulier doit y être apporté afin de garantir une analyse fiable et robuste. Les stations hydrométriques ont tout particulièrement fait l'objet d'une sélection et d'un contrôle soigneux de manière à assurer une primo-sélection sur la base des données hydrométriques et des métadonnées afférentes. La méthode de sélection est majoritairement basée sur un protocole de sélection itératif et non-linéaire proposé par Cipriani *et al.* (2012) pour l'estimation régionale des débits décennaux.

2.1. Introduction

La caractérisation des crues nécessite de disposer de mesures de débit à pas de temps fin. Le choix de données à pas de temps journalier peut en effet s'avérer pénalisant pour la connaissance des crues des petits bassins versants de l'échantillon (superficie inférieure à 50 km²) qui ont un temps de réponse court inférieur à la journée (Javelle, 2001). Des données hydrométriques à pas de temps infra-journalier ont donc été considérées dans le cadre de ce travail de recherche.

Le principal fournisseur de données en matière de débits est le SCHAPI à Toulouse qui gère la Banque HYDRO (Banque nationale de donnée pour l'hydrométrie et l'hydrologie¹). Celle-ci centralise l'ensemble des données de différents organismes producteurs de données. Il s'agit essentiellement de services de l'Etat comme les DREAL, DDT, SPC mais aussi d'organismes de recherche comme IRSTEA ou d'usagers de l'eau (EDF, Société du Canal de Provence, CNR, etc.). A l'heure actuelle, la banque HYDRO recense les données de près de 5 000 stations de mesures (dont 3200 sont actuellement en service) implantées sur l'ensemble du réseau hydrographique français y compris dans les territoires d'Outre-Mer. Elle permet également un accès aux données signalétiques des stations (surface drainée, finalité, localisation, qualité des mesures, historique, données disponibles, etc.).

La procédure QTVAR de la Banque HYDRO permet d'obtenir les données de débit à pas de temps variable. Celles-ci se présentent sous la forme de chroniques de débit exprimées en m³/s déduites directement des mesures continues de hauteur à partir de la courbe de tarage de la station. Chaque station hydrométrique est identifiée par un code constitué d'une première lettre correspondant à une région hydrographique définie par la Banque Hydro (Figure 2-1) suivie de 7 chiffres.

¹ <http://www.hydro.eaufrance.fr/>

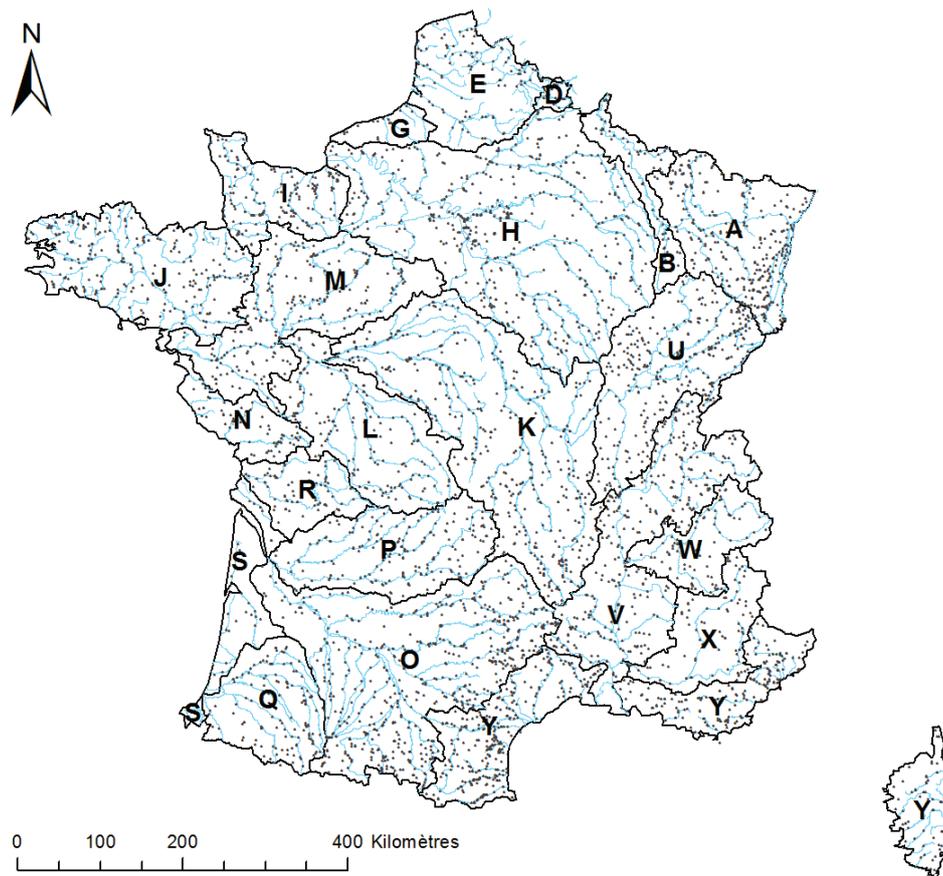


Figure 2-1 : Localisation des stations recensées dans la Banque HYDRO et EDF sur le territoire métropolitain et contours des 22 grands secteurs hydrographiques.

Pour cette étude, nous disposons également de données supplémentaires en zones montagneuses issues de 38 stations hydrométriques d'EDF. Ces données, non disponibles dans la Banque HYDRO, nous ont été gracieusement fournies par la Direction Technique Générale de Grenoble. Il s'agit de données de débits maximums au pas de temps horaire qui correspond usuellement au pas de temps d'enregistrement de cet organisme. Les ingénieurs d'EDF les traitent comme des maximums sur l'heure écoulée.

La constitution du jeu de stations de référence global a nécessité un long travail de sélection, de tri et vérification des données. Des exigences doivent être respectées en termes de longueur de la chronique, de qualité, d'influence de la mesure. Cette démarche se veut aussi rigoureuse que possible. Elle repose sur les informations, parfois incomplètes ou malheureusement incorrectes, fournies par les gestionnaires des stations hydrométriques. Les informations susceptibles d'impacter nos analyses des chroniques ont fait également l'objet de corrections. Les données hydrométriques utilisées proviennent d'une interrogation de la Banque HYDRO au cours du dernier trimestre 2013 ainsi que des enregistrements fournis par EDF (Annexe I). L'ensemble des données rapatriées au pas de temps variable représente un total de 2451 stations.

2.2. Chroniques de débit : présentation et corrections

Les débits sont évalués au niveau des stations de jaugeage par la conversion des hauteurs d'eau mesurées dans le cours d'eau via une courbe de tarage. Celle-ci décrit la relation mesurée empiriquement entre la hauteur et le débit correspondant sur le cours d'eau considéré. Elle est établie à partir de relevés de vitesses à travers la section de mesure. Pour cette raison, les gestionnaires cherchent à implanter les stations de jaugeage sur des sites assurant une relation hauteur-débit biunivoque et stable dans le temps. La hauteur d'eau dépend du débit, de la forme de la section de contrôle et des pertes de charge entre la section critique et la station de mesure. La stabilité à long-terme de la courbe de tarage dépend donc essentiellement de celle de la section de contrôle. Ainsi les seuils naturels ou installés depuis longtemps ou les ponts constituent de bons sites de jaugeage.

Les chroniques de débits de la Banque HYDRO se présentent sous la forme de fichiers de lignes comportant plusieurs informations dont le code de la station, la date et l'heure de la mesure, la valeur du débit en m³/s. Un code de validité permet de qualifier le débit mesuré selon les critères suivants (Tableau 2-1). Un code de continuité identifie la présence (ou l'absence) d'une lacune entre deux lignes consécutives, c'est-à-dire une période d'interruption des enregistrements.

Description	Valeurs/commentaires
Code de validité	0 : Inconnu 5 : Estimé 8 : Reconstitué bon 9 : Bon I : Valeur inconnue faible S : Valeur inconnue forte
Code de continuité	2 : Continu 1 : Discontinu (absence d'information entre ce point et le précédent)

Tableau 2-1 : Présentation des codes de validité et de continuité contenus dans un fichier de débits instantanés extrait de la Banque HYDRO.

Un examen plus approfondi des données révèle que les fichiers rapatriés et donc les chroniques présentent souvent des lacunes. La plupart du temps, le gestionnaire a identifié celles-ci au moyen du code de continuité mais certaines lacunes sont parfois mal renseignées (Figure 2-2). Une analyse (Sauquet, 2014 : communication personnelle) a été réalisée sur l'ensemble des stations de manière à déceler et corriger les lacunes non signalées par le gestionnaire. En raison du grand nombre de chroniques, une procédure d'automatisation a été mise en place. Deux cas ont été distingués :

- l'absence d'enregistrement de données pendant au moins 30 jours consécutifs pour une différence de débits entre les deux points les encadrant supérieure à 0,05 m³/s ;
- l'absence d'enregistrement de données pendant au moins 6 mois consécutifs même si une différence de débits entre les deux points les encadrant est inférieure à 0,05 m³/s.

Le seuil de 0,05 m³/s permet de distinguer les situations d'étiage où les mesures sont parfois interrompues en raison d'un débit trop faible voire nul. Il a été toutefois considéré qu'un étiage ne pouvait durer plus de 6 mois, d'où le second cas. Grâce à cette analyse, les lacunes des chroniques non identifiées ont été corrigées par insertion d'une rupture selon la codification HYDRO (remplacement du code de continuité 2 par 1). L'ensemble de l'opération a représenté 1555 corrections sur 691 chroniques. La Figure 2-2 ci-après illustre une correction effectuée dans le cadre du premier cas sur la station du Lauch à Linthalen (A1502040).

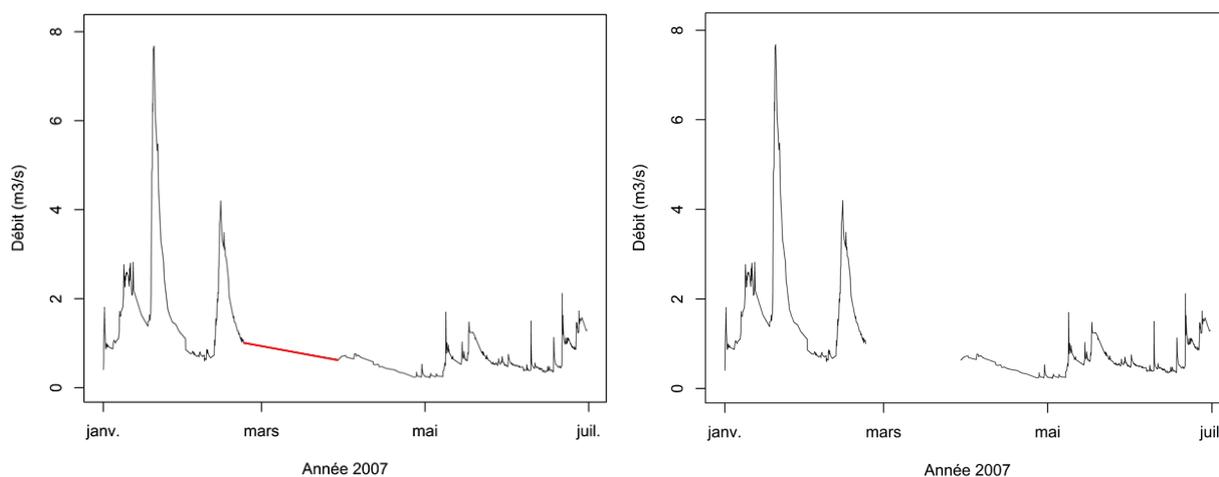


Figure 2-2 : Exemple d'une correction de lacune non renseignée (en rouge à gauche) sur la chronique du Lauch à Lantbalen A1502040 sur le premier semestre 2007 : absence d'enregistrement du 22/02/2007 au 29/03/2007. A droite, la chronique corrigée après modification du code de continuité.

2.3. Représentativité hydrologique, qualité de la donnée et superficie

La définition de critères initiaux de restriction a permis d'écartier les stations dont les données sont impropres à l'analyse des crues fréquentes. Cette démarche repose sur les informations fournies par les gestionnaires des stations hydrométriques. Dans un premier temps ont bien-sûr été exclues les stations de statut déclaré « sans signification hydrologique » et dites « d'essai ». Il s'agit, respectivement, de stations situées sur des cours d'eau dont le régime est totalement artificiel (canal d'irrigation, canal usinier, canal de dérivation...) et de stations créées par un producteur dans un but quelconque, qui est généralement de lui permettre d'effectuer des manipulations ou des essais.

Un deuxième critère concerne le fonctionnement hydrologique des cours d'eau instrumentés. L'analyse du régime naturel des crues fréquentes implique d'éliminer du jeu de données les stations au régime hydrologique dit « fortement influencé ». Cette caractéristique révèle l'existence de perturbations significatives d'origine anthropique à l'amont de la station. De nombreux aménagements sont en effet présents sur l'ensemble des cours d'eau français (barrages, prélèvements, seuils, retenues collinaires, etc.) et ont modifié les régimes hydrologiques, notamment celui des crues fréquentes (Cipriani et Sauquet, 2014; Carlier *et al.*, 2016). Leur impact reste le plus souvent difficilement quantifiable mais certains gestionnaires proposent dans le cas de grandes retenues ou de dérivations importantes des données de débits dits « naturels reconstitués ». Le plus souvent, il s'agit d'une reconstitution basée sur des bassins voisins et/ou amont parfois combinée avec un bilan entrées/sorties prenant en compte les variations de stockage dans le cas d'un barrage. Par exemple, dans les métadonnées de l'Aude à Moussan (Y1612020), il est renseigné que les débits de la station sont reconstitués à partir de ceux de stations situées en amont en raison d'une influence de la dérivation de la Robine. Ces débits dérivés inférieurs à 30 m³/s sont ici négligeables par rapport à la surface drainée de 4838 km². La qualité de ces reconstructions est cependant spécifique à chaque site et demeure difficile à apprécier. Néanmoins il a été décidé de conserver ce type de données hydrométriques. L'estimation de l'impact des prélèvements hors ouvrages de stockage (dérivations, prélèvements pour l'irrigation, etc.) a quant à lui été jugé négligeable par rapport aux débits des hautes eaux. Par exemple, la station du Lot à Entraygues-sur-Truyère (O7191510) a été écartée notamment en raison de l'influence des dérivations de certains de ses affluents, la Crueize et de la Colagne.

Une exception concerne les cas particuliers révélés par les analyses de stationnarité et de caractère atypique sur les débits de crue menées plus loin (identification stationnarité en 2.6 et atypisme selon les *L-moments* en 3.2.3).

Le troisième critère est relatif à la métrologie. L'enregistrement des données de crues peut parfois s'avérer délicat. L'intensité des débits de crue combinée à d'éventuels facteurs externes (gel, déplacement du lit, débordements, ...) peuvent biaiser les estimations des débits voire endommager ou détruire la station. Les sections de mesure sont parfois fortement modifiées de manière naturelle (crue morphogène) ou non (recalibrage) générant de fortes erreurs de mesure. Nous n'avons pas pu consulter les courbes de tarage ; c'est donc sur la seule appréciation des gestionnaires que nous avons basé notre jugement. Les stations présentant une qualité de mesures en hautes eaux qualifiée de « douteuse » par le gestionnaire lui-même ont donc été écartées du jeu de données. Enfin, des erreurs ou des particularités ont été identifiées au niveau des chroniques et/ou des métadonnées sur quelques stations. Il s'agit de stations drainant un bassin versant non entièrement situé sur le territoire français métropolitain (ex. le Rhin à Lauterbourg A3750010), d'erreurs d'identification, de doublons, de stations présentant des débits constants sur une longue période (ex. la Petite Seille à Château-Salins A7642010). L'Annexe II fournit quelques exemples de stations concernées et les raisons de leur exclusion de la sélection.

Enfin, il a été décidé de fixer une limite basse de superficie de 8 km² dans la sélection des stations hydrométriques afin d'exclure les plus petits bassins versants au comportement souvent particulier ainsi que les sources. A l'issue de cette étape de vérification rapide du fonctionnement hydrologique, de la qualité de la donnée et de la superficie, **424 stations** ont été éliminées sur la base des informations fournies par les gestionnaires de la Banque HYDRO.

2.4. Durée de la chronique et période de sélection

Afin de garantir une certaine fiabilité dans l'estimation des quantiles et des volumes de crues, il est nécessaire de s'appuyer sur des enregistrements de débit suffisamment longs. Suivant la technique d'échantillonnage des événements de crue mise en œuvre, il est d'usage de sélectionner des chroniques d'une longueur au moins égale à deux fois la période de retour de crue considérée (ex. Lang *et al.*, 1999; Robson et Reed, 1999; Javelle, 2001). Les crues fréquentes étudiées sont de périodes de retour de 1 à 5 ans. Afin de garantir la robustesse des estimations des caractéristiques de crue, n'ont donc été conservées que les stations possédant au moins 10 années d'enregistrements effectifs. La durée de fonctionnement est estimée directement à partir de la concaténation de séquences disponibles, afin de prendre en compte les éventuelles interruptions d'enregistrement.

Une période de sélection a été choisie pour la caractérisation du régime des crues fréquentes de manière à conserver une certaine homogénéité dans les chroniques. Celle-ci s'étend du 1^{er} janvier 1980 au dernier trimestre 2013, date à laquelle les données ont été téléchargées de la banque de données HYDRO et représente donc un maximum de 33 années de suivi. Ce choix est basé sur plusieurs critères. Il s'agit tout d'abord de la période présentant un maximum de stations en fonctionnement (Figure 2-3) mais aussi de la période pour laquelle on dispose d'un maximum de chroniques avec au moins 10 années complètes de données (Figure 2-4).

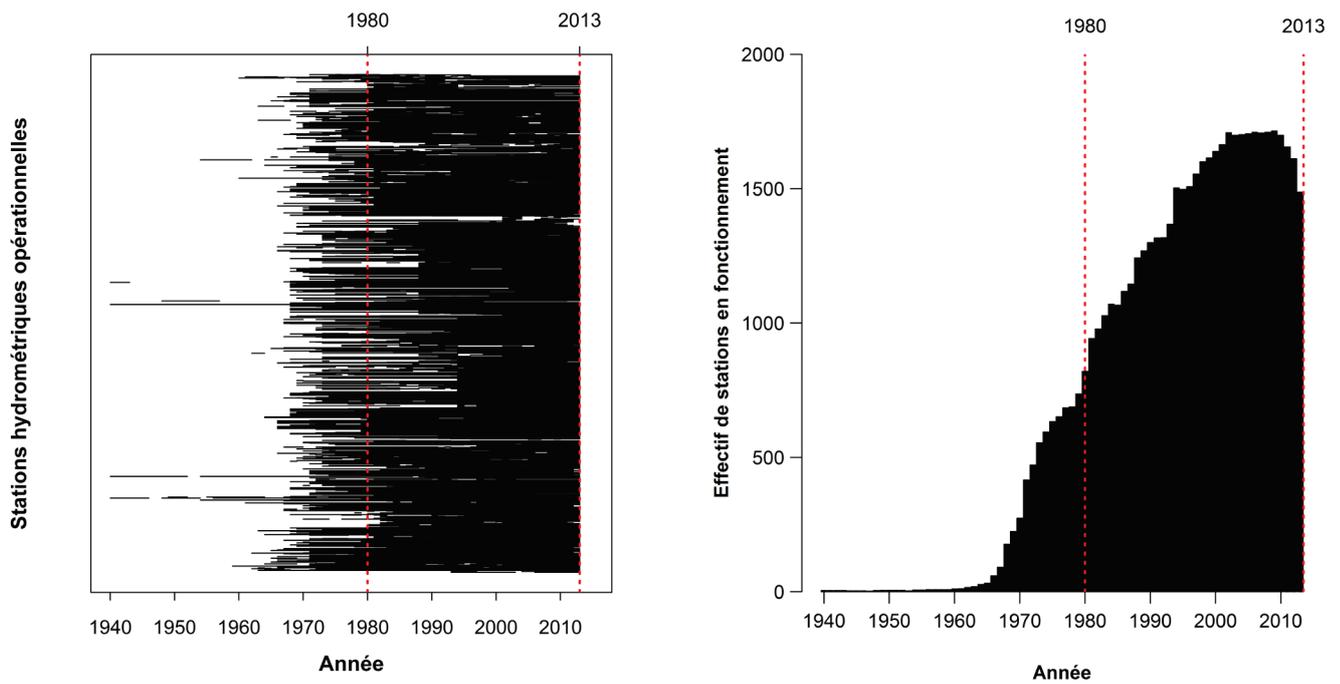


Figure 2-3 : Disponibilité des données à pas de temps variable pour l'ensemble des stations recensées dans la Banque HYDRO et EDF (en noir : années disponibles) et effectif des stations en fonctionnement de 1940 à 2013.

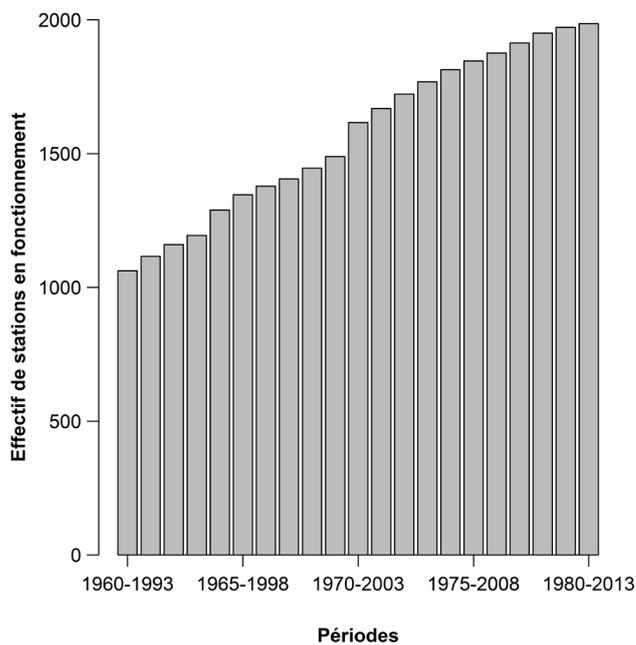


Figure 2-4 : Effectif de stations présentant des chroniques d'au moins 10 ans de données de débits à pas de temps variable.

Le second critère concerne la validité des années-stations renseignées dans la Banque HYDRO. Chaque année civile (1er janvier-31 décembre) est qualifiée dans la chronique comme suit :

- « présente » si elle contient au moins une valeur ;
- « incomplète » s'il manque au moins un débit journalier ;
- « absente » si elle ne contient aucune valeur.

La validité globale de l'année civile est attribuée par le gestionnaire :

- débits « provisoires » (non validée par le producteur) ;
- débits « invalidés » (suite à une modification, en attente de re-validation) ;
- débits « validés douteux » ;
- bleu : débits « validés bons ».

On notera que la caractérisation d'une année de débits dits « validés douteux » peut avoir plusieurs origines. Ce peut être par exemple le cas d'une année où a lieu un changement de gestionnaire. Le nouveau gestionnaire ne pouvant parfois pas exercer un contrôle spécifique, les débits issus du gestionnaire précédent sont alors qualifiés de « validés douteux ».

L'analyse de la validité et du taux d'années complètes révèle que le choix de la période 1980-2013 s'avère pertinent. En effet, il s'agit de la période possédant la meilleure proportion d'années-stations où les débits sont validés bons ou provisoires (Figure 2-5). Avant cette période, le taux d'années-stations avec débits validés « douteux » est par ailleurs plus important. Le taux d'années complètes y est également plus important, principalement en raison de l'augmentation du réseau de stations hydrométriques.

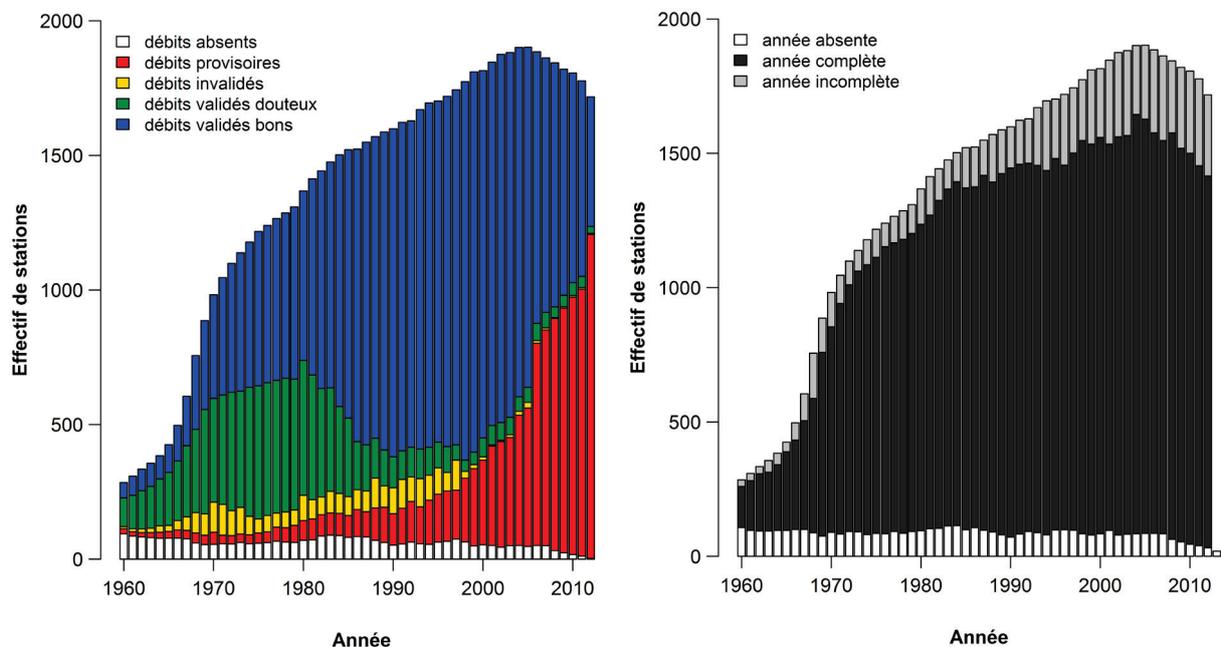


Figure 2-5 : A gauche, effectifs des stations répartis selon le code de validité attribué aux données sur chaque année. A droite, effectifs des stations répartis selon les taux d'années complètes, incomplètes ou absentes de données.

Après application de ce critère, **374 stations** présentant des chroniques d'une longueur totale inférieure 10 ans à partir de 1980 ont été exclues.

2.5. Contrôle de la surface du bassin versant

L'analyse régionale du régime hydrologique nécessite de s'intéresser à la représentation spatiale et à la structuration des bassins versants. Les débits ne sont pas des variables ponctuelles, bien que mesurés à un exutoire, mais des variables représentatives de l'ensemble spatialisé du bassin versant. La mesure de débit à un exutoire donné intègre ainsi l'ensemble des écoulements contributifs sur toute la superficie du bassin. Le réseau de drainage se révèle alors être un élément structurant rendant compte de l'organisation des données et notamment des relations amont-aval. Il est donc nécessaire de disposer d'une description exhaustive de la structure du réseau hydrographique.

Pour cela, nous avons fait appel au logiciel Hydrodem (Leblois, 2012) qui utilise le couplage entre un traitement d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) de résolution 500×500 mètres et un plan de drainage décrivant la direction de l'écoulement de surface en chaque maille dans un plan horizontal. Chaque maille est réputée contenir un segment d'un cours d'eau, en d'autres termes une « contribution » directionnelle d'écoulement. Hydrodem permet alors de délimiter les contours des bassins versants sur la base de la résolution de ce réseau hydrographique ainsi extrait. L'agrégation de la contribution de chacune des mailles composant le bassin permet alors de décrire le débit à l'exutoire.

Cette reconstitution du réseau hydrographique a permis d'effectuer une vérification sur les surfaces et coordonnées communiquées dans les métadonnées de la Banque HYDRO. La procédure a été exécutée sur la base d'un critère proposé par Sauquet (2006). Il considère l'écart entre la superficie définie par Hydrodem S^* et la surface topologique issue des métadonnées de la Banque Hydro S . Cette dernière est considérée comme valide si :

$$|S^* - S| \leq P \cdot a \quad (2.1)$$

où a la résolution du MNT ($a = 500$ m) et P est le périmètre du disque équivalent de surface S ($P = 2\sqrt{\pi S}$).

Ce critère a été appliqué avec une tolérance d'une largeur de cellule pour le périmètre P . Il s'agit d'une tolérance liée à la difficulté du positionnement de la ligne de crête dans la délimitation du bassin. Si le critère n'est pas respecté, un repositionnement de l'exutoire est proposé dans une surface maximum de 10 cellules soit 2,5 km. Les coordonnées de 223 stations ont ainsi été corrigées en ce sens. **17 stations** ont été supprimées au cours de cette étape car leurs métadonnées (superficie et coordonnées associées) ne permettaient pas de les repositionner dans un rayon de 10 cellules. L'écart entre S^* et S devient alors trop élevé par rapport à $P \cdot a$ au point considéré comme exutoire par les coordonnées de la Banque HYDRO, et la raison du désaccord n'a pas été identifiée. Pour ces stations, les coordonnées et/ou superficies déclarées dans les métadonnées ont ainsi été considérées comme incompatibles avec le plan de drainage d'Hydrodem.

La Figure 2-6 permet de rendre compte des erreurs relatives en termes de superficie sur l'ensemble de l'échantillon. De manière assez logique, les erreurs relatives les plus fortes sont retrouvées sur les bassins versants de petite taille, pour la plupart de superficie inférieure à 50 km^2 . Il s'agit en effet des bassins sur lesquels la position de la ligne de crête est la plus incertaine. A l'inverse, l'incertitude en termes de délimitation devient plus faible lorsque la taille du bassin versant augmente. Le critère devient alors plus restrictif.

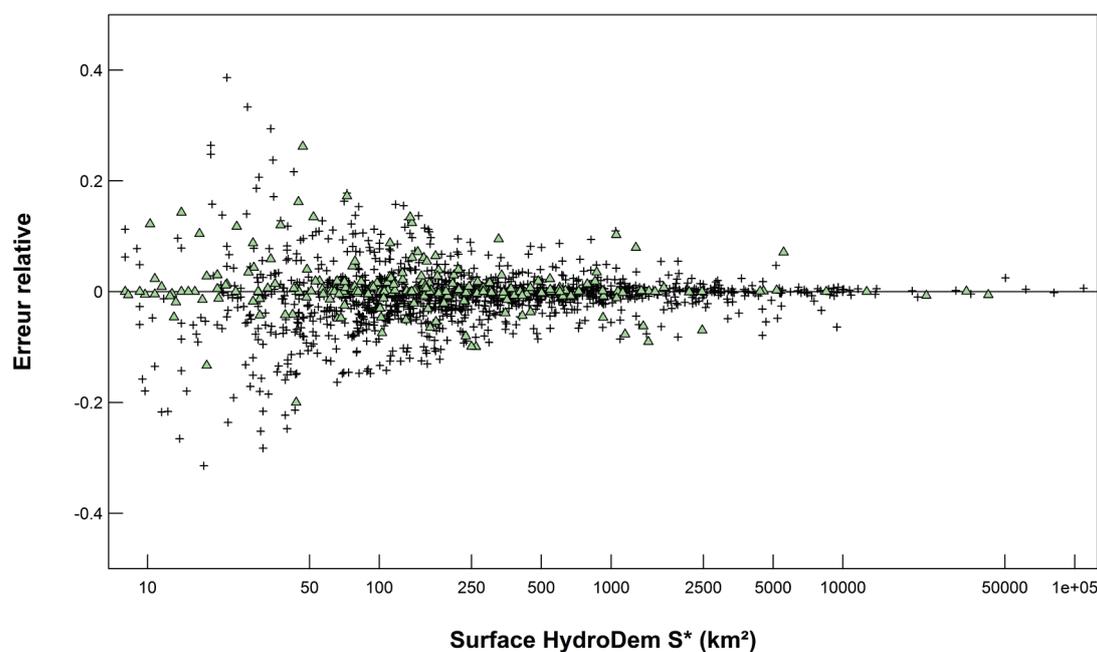


Figure 2-6 : Erreur relative de la surface topographique S (Banque Hydro) vis-à-vis de la surface calculée par Hydrodem S^* . Les triangles verts représentent les stations dont les coordonnées ont été corrigées.

2.6. Contrôle de la stationnarité des chroniques des maxima annuels

Les analyses conduites précédemment ont mis en évidence que les informations provenant de la banque HYDRO pouvaient être incomplètes voire erronées. Par exemple, il n'est pas exclu de constater des coordonnées géographiques aberrantes ou des problèmes concernant les chroniques de débits, comme des lacunes mal renseignées ou des enregistrements aberrants. Dans le but de compléter l'analyse de la primo-sélection, des tests statistiques de stationnarité ont donc été engagés sur les chroniques des maxima annuels des stations hydrométriques.

La procédure considérée est basée sur une extension de celle utilisée par Cipriani *et al.* (2012) pour la détection de problèmes de stationnarité par l'emploi de tests non-paramétriques de rupture (test de Pettitt) et de tendance (test de Mann-Kendall) sur les séries de maxima annuels des chroniques. Cette méthode présente l'intérêt d'avoir été éprouvée pour des chroniques employées dans la caractérisation de crues (Cipriani *et al.*, 2012) mais aussi sur les séries annuelles de débits moyens annuels et de débits moyens mensuels minimaux annuels (Catalogne, 2012). Reposant sur un échantillonnage simple par maxima annuels, la mise en œuvre des deux tests est simple. Le but de cette expertise n'est en effet pas d'étudier la stationnarité des chroniques de manière exhaustive mais d'utiliser ces tests afin d'écarter les stations problématiques de l'échantillon.

Les débits instantanés maximaux annuels sont extraits pour chaque année hydrologique, c'est-à-dire du 1^{er} septembre au 31 août, sous réserve qu'elle soit considérée quasiment complète (au moins 300 jours d'enregistrement). L'analyse de la stationnarité repose sur ces deux tests appliqués avec un risque de première espèce de 5%. Cette marge d'erreur désigne la probabilité de rejeter une chronique pourtant stationnaire, du fait du hasard, à cause du test engagé. Les tests mis en œuvre ici sont largement employés par la communauté hydrologique (e.g. Lubès Niel *et al.*, 1998; Burn et Hag Elnur, 2002; Lang *et al.*, 2007; Pujol *et al.*, 2007; Machiwal et Jha, 2008). L'intérêt de ces tests non-paramétriques réside dans le fait qu'aucune hypothèse de distribution des données n'est faite, ce qui est appréciable du fait que de telles

hypothèses sont parfois difficiles à justifier dans le cas de séries issues de variables hydrométéorologiques (Ondo, 2002).

La détection d'une non-stationnarité au niveau d'une station n'entraîne pas systématiquement son exclusion. L'hypothèse d'une non-stationnarité locale liée à l'échantillonnage est en effet acceptée (Cipriani *et al.*, 2012). La non-stationnarité des chroniques peut s'expliquer souvent par l'existence d'une singularité, en particulier d'un changement de moyenne, provoquée par une modification d'origine naturelle et/ou anthropique du processus physique générateur (Hubert *et al.*, 1989). Des biais météorologiques, comme par exemple la modification de la position du capteur, ou l'aménagement d'ouvrages hydrauliques peuvent ainsi être à l'origine de rupture et/ou de tendance détectée(s) par les tests. L'interprétation peut cependant devenir délicate en raison de l'éventuelle juxtaposition de ces problèmes avec les dérives et ruptures d'origine naturelle (Catalogne, 2012). Celles-ci sont le plus souvent attribuées à une modification de l'occupation des sols ou aux variations climatiques. Afin d'affiner cette étape d'expertise, une extension est proposée et détaillée ci-après. Celle-ci repose d'une part sur l'utilisation de trois périodes de référence afin d'étudier l'évolution de la stationnarité des chroniques de maxima annuels. D'autre part, l'examen des stations incriminées s'appuie sur une expertise multicritères plus approfondie avec notamment la prise en compte de la longueur de la série, du taux de complétion, etc. Enfin, une option de « *conservation sous réserve* » permet de remettre à plus tard (selon d'autres types d'expertise) le rejet ou non de la station, tout en l'identifiant comme particulière ; elle concerne les cas où il est difficile de trancher.

2.6.1. Détection de rupture par le test de Pettitt

Le test de Pettitt (1979) est un test non-paramétrique, dérivé du test de Mann-Whitney (Mann et Whitney, 1947). Le test de Pettitt est réputé pour sa robustesse dans le sens où il reste valide même pour des distributions de la variable étudiée qui s'écartent de la normalité (Lubès Niel *et al.*, 1998; Ondo, 2002). Celui-ci permet de savoir si un échantillon (x_1, \dots, x_n) présente une rupture et le cas échéant, de la localiser. L'hypothèse principale H_0 considère un échantillon avec absence de rupture s'opposant ainsi à H_1 , l'hypothèse alternative. La statistique de test est :

$$S = \max_{1 \leq k \leq n-1} (|U(k)|) \quad (2.2)$$

où :

$$U(k) = \sum_{i=1}^k \sum_{j=k+1}^n \text{sign}(x_j - x_i) \quad (2.3)$$

avec :

$$\text{sign}(y) = \begin{cases} 1 & \text{si } y > 0 \\ 0 & \text{si } y = 0 \\ -1 & \text{si } y < 0 \end{cases} \quad (2.4)$$

s_0 désigne la valeur de la statistique de test S obtenue pour la série étudiée. Sous H_0 , la probabilité de dépassement de la valeur s_0 est donnée approximativement d'après la théorie des rangs par :

$$P(S > s_0) \approx 2 \exp\left(\frac{-6s_0^2}{n^3 + n^2}\right) \quad (2.5)$$

Pour un risque α de première espèce, H_0 est rejetée si cette probabilité est inférieure à α . La série présente alors une rupture au moment t où est observé S .

2.6.2. Détection de tendance par le test de Mann-Kendall

Parmi les tests non-paramétriques les plus employés pour détecter les non-stationnarités de type tendance, le test de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975) est considéré comme un des plus performants (Ondo, 2002). L'hypothèse nulle H_0 considère qu'il n'existe aucune tendance linéaire, ni d'autocorrélation s'opposant ainsi à H_1 , l'hypothèse alternative. Le principe du test consiste à remplacer les n valeurs d'un échantillon (x_1, \dots, x_n) par leurs rangs relatifs (R_1, \dots, R_n) . La statistique de test est la suivante :

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sign}(R_j - R_i) \quad (2.6)$$

avec :

$$\text{sign}(y) = \begin{cases} 1 & \text{si } y > 0 \\ 0 & \text{si } y = 0 \\ -1 & \text{si } y < 0 \end{cases} \quad (2.7)$$

Pour un échantillon comportant au moins une dizaine de valeurs, la statistique S est supposée appartenir à une population normale de moyenne nulle et de variance :

$$\text{var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \quad (2.8)$$

En cas d'*ex aequo* dans la série, la variance est exprimée par :

$$\text{var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{k=1}^n t_k k(k-1)(2k+5)}{18} \quad (2.9)$$

où t_k est le nombre d'égalités impliquant k valeurs.

Le passage à la variable normalisée Z (loi normale centrée réduite) permet de calculer la statistique du test :

$$Z = \begin{cases} \frac{S - 1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & \text{si } S > 0 \\ 0 & \text{si } S = 0 \\ \frac{S + 1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & \text{si } S < 0 \end{cases} \quad (2.10)$$

L'hypothèse principale H_0 est rejetée, si la probabilité $P(|Z| > |z_0|) = 2(1 - \Phi(|z_0|))$ est inférieure à α , Φ étant la fonction de répartition de la loi normale centrée réduite.

Une hypothèse de base du test de Mann-Kendall est l'indépendance des observations. Plusieurs méthodes ont abordé le problème des tests de tendance en présence d'une autocorrélation des données, notamment Hirsch et Slack (1984) qui ont proposé une modification du test de Mann-Kendall. Ici, une autre version du test, suggérée par Hamed et Rao (1998), est utilisée. Celle-ci tient compte de l'autocorrélation constatable dans les données. La solution consiste à introduire un facteur correctif dans la variance estimée.

Ainsi, le test de Mann-Kendall modifié est utilisé si l'hypothèse d'une autocorrélation faible est rejetée sous un risque de première espèce de 5%. Si l'hypothèse est vérifiée, le test de Mann-Kendall original est appliqué. Par souci de simplicité, celui-ci sera indifféremment désigné par « test de Mann-Kendall » dans les deux cas. En présence d'une tendance détectée par le test de Mann-Kendall, on la formalise pour les représentations graphiques par le calcul d'une tendance linéaire de la variable en fonction du temps.

2.6.3. Procédure appliquée

2.6.3.1. Périodes de référence

Seules les parties postérieures à 1980 des chroniques de débit à pas de temps variable ont été considérées pour la caractérisation des crues fréquentes. Cependant, il a été décidé de mener les tests statistiques sur plusieurs périodes de référence de manière à étudier plus finement la non-stationnarité dans les chroniques de maxima annuels ainsi que son évolution selon la fenêtre et donc l'étendue temporelle considérée. Les tests ont donc été conduits sur les périodes suivantes :

- sur la chronique complète ;
- à partir de 1970 ;
- à partir de 1980.

Des détections persistantes sur ces trois périodes témoignent d'une non-stationnarité plus marquée et donc plus suspecte. A l'inverse, si cette détection n'est visible que sur une période, le jugement sera moins sévère. Des corrections ont en effet pu être apportées aux stations hydrométriques et le changement du matériel a pu améliorer la situation. Gardons à l'esprit que des changements récents (aménagement, changement de gestionnaire, etc.) ont pu également impacter la mesure de manière négative. L'anomalie de stationnarité détectée peut en effet être visible sur les trois périodes ou apparaître/disparaître sur les périodes d'observation plus récentes. L'étude de ces trois périodes permet donc de nuancer un jugement sur une station.

Note : il arrive fréquemment qu'une non-stationnarité sur une station définie après 1970 ou 1980 soit détectée « en doublon » sur la chronique entière (et après 1970 pour une chronique post-1980). Lors de l'expertise de la station, cette détection excédentaire est bien-sûr prise en compte en vérifiant l'étendue de la chronique des maxima annuels.

2.6.3.2. Expertise multicritères

Les tests appliqués doivent être considérés comme des outils d'aide à la décision : les conclusions et décisions sont en effet fonction du degré d'expertise de l'hydrologue. Les chroniques des stations non détectées par les tests de rupture et de tendance sont de fait conservées, car *a priori* stationnaires. Toute station dont la chronique a fait l'objet d'une détection par l'un voire les deux tests sur au moins une période de référence fait l'objet d'une expertise. Cette expertise se base sur plusieurs critères répertoriés ci-après en Tableau 2-2 et vise à valider ou rejeter la station.

L'étude conjointe de tous ces paramètres permet d'affiner la décision lors de l'expertise :

- **conservation** de la station. L'ensemble des paramètres permet de trancher favorablement sur l'état de la chronique des maxima annuels ;
- **conservation « sous réserve »** de la station. L'expertise multicritères ne permet pas de trancher et la station est classée « en sursis ». Si celle-ci est à nouveau incriminée par la suite (problème d'ajustement, détection par un autre test sur la suite de la constitution de l'échantillon), elle sera exclue du jeu de données ;
- **exclusion**. L'ensemble des critères de l'expertise permet de trancher défavorablement sur l'état de la chronique des maxima annuels.

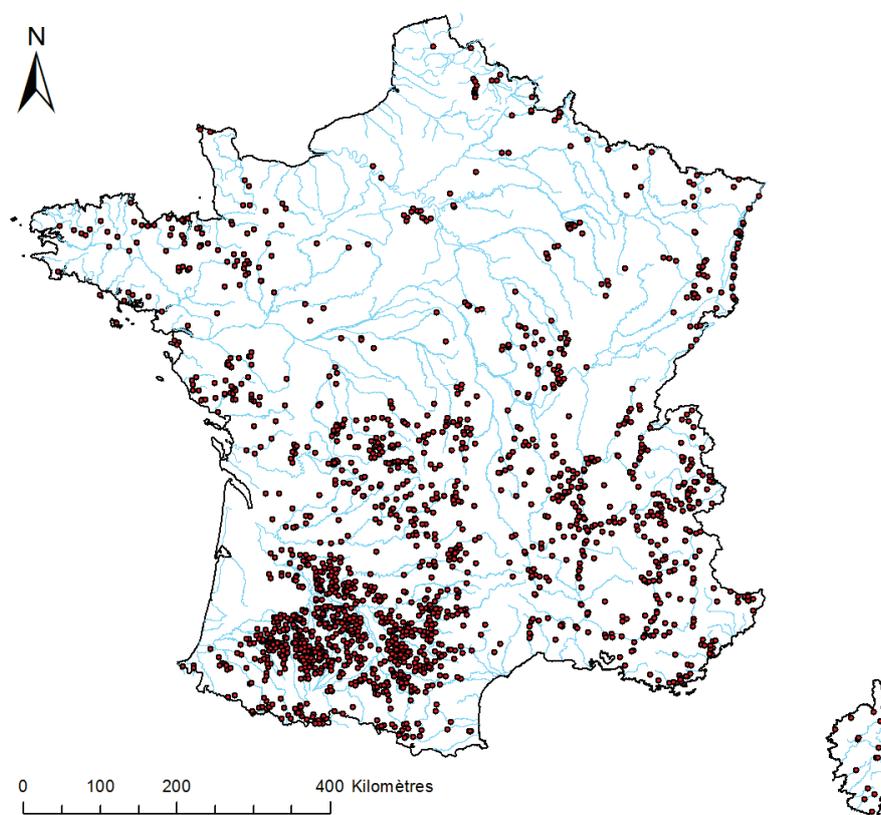


Figure 2-7 : Localisation des principaux ouvrages de retenue susceptibles d'influencer le régime hydrologique des cours d'eau (base de données SIOUH : Système d'Information des OUvrages Hydrauliques).

Critère	Description
Longueur de la chronique de maxima annuels	Prise en compte de la taille de l'échantillon de maxima annuels testés. Si celle-ci est faible, la fiabilité du test sera moindre. En d'autres termes, le jugement de l'expertise sera moins sévère en cas d'échantillon de taille réduite (environ 10-15 années).
Commentaires métadonnées Banque HYDRO	Recherche d'informations diverses sur la station dans les métadonnées de la banque HYDRO. Il s'agit de commentaires génériques proposés par le gestionnaire sur la qualité de la mesure, d'éventuels aménagements (barrages, plan d'eau, etc.) ou d'un changement de gestionnaire par exemple.
Taux d'années-stations complètes	Calculé à partir de la validité des années-stations renseignée par la Banque HYDRO (voir 2.4 Durée de la chronique et période de sélection). Il s'agit du rapport d'années considérées «présentes» sur le nombre total d'années.
Taux d'années-stations validées bonnes	Calculé à partir de la validité des années-stations renseignée par la Banque HYDRO (voir 2.4 Durée de la chronique et période de sélection). Il s'agit du rapport d'années considérées «validées bonnes» sur le nombre total d'années.
Informations diverses sur l'état de la station hydrométrique hors Banque Hydro	Recherche d'informations (hors métadonnées Banque Hydro) sur la station hydrométrique telles que : <ul style="list-style-type: none"> - aménagements possibles d'après la base de données SIOUH (voir Figure 2-7) ; - mentions sur la qualité de la mesure hydrométrique en crue sur certains PPRI ; - informations données par les DREAL sur les stations du réseau VIGICRUES ; - sources diverses d'informations (sites, journaux, etc.); - en dernier recours contact du gestionnaire.
Comparaison avec les stations hydrométriques voisines	Recoupement avec les stations présentant le même type de non-stationnarité dans rayon de 30 kilomètres maximum. Une particularité locale peut en effet être observée.
Détection et commentaires d'analyses antérieures	Recoupement avec les stations détectées et analysées par Cipriani <i>et al.</i> (2012). Les décisions antérieures permettent de conforter l'expertise lorsque les mêmes stations sont incriminées.
Facteurs aggravants : - Persistance de la non-stationnarité - Double détection (rupture et tendance)	La multiplicité des problèmes de non-stationnarité entraînent un jugement plus sévère sur la chronique des maxima annuels. Toutefois, celui-ci peut être nuancé si la chronique est particulièrement courte (<i>cf.</i> premier critère).
Analyse de la <i>p-value</i>	Si la <i>p-value</i> est proche du seuil à 5% sur les tests, le jugement est nuancé.
Analyse de l'année de rupture	Recherche d'informations ayant pu provoquer la rupture (notamment changement de gestionnaire) dans le cadre d'une détection par le test de Pettitt.

Tableau 2-2 : Critères d'expertise d'une station dont la chronique de maxima annuels a fait l'objet d'une détection de non-stationnarité.

L'Annexe III donne quelques exemples de détections de non-stationnarité par les tests de Pettitt et Mann-Kendall sur les trois périodes de référence ainsi que l'expertise menée sur chaque station incriminée.

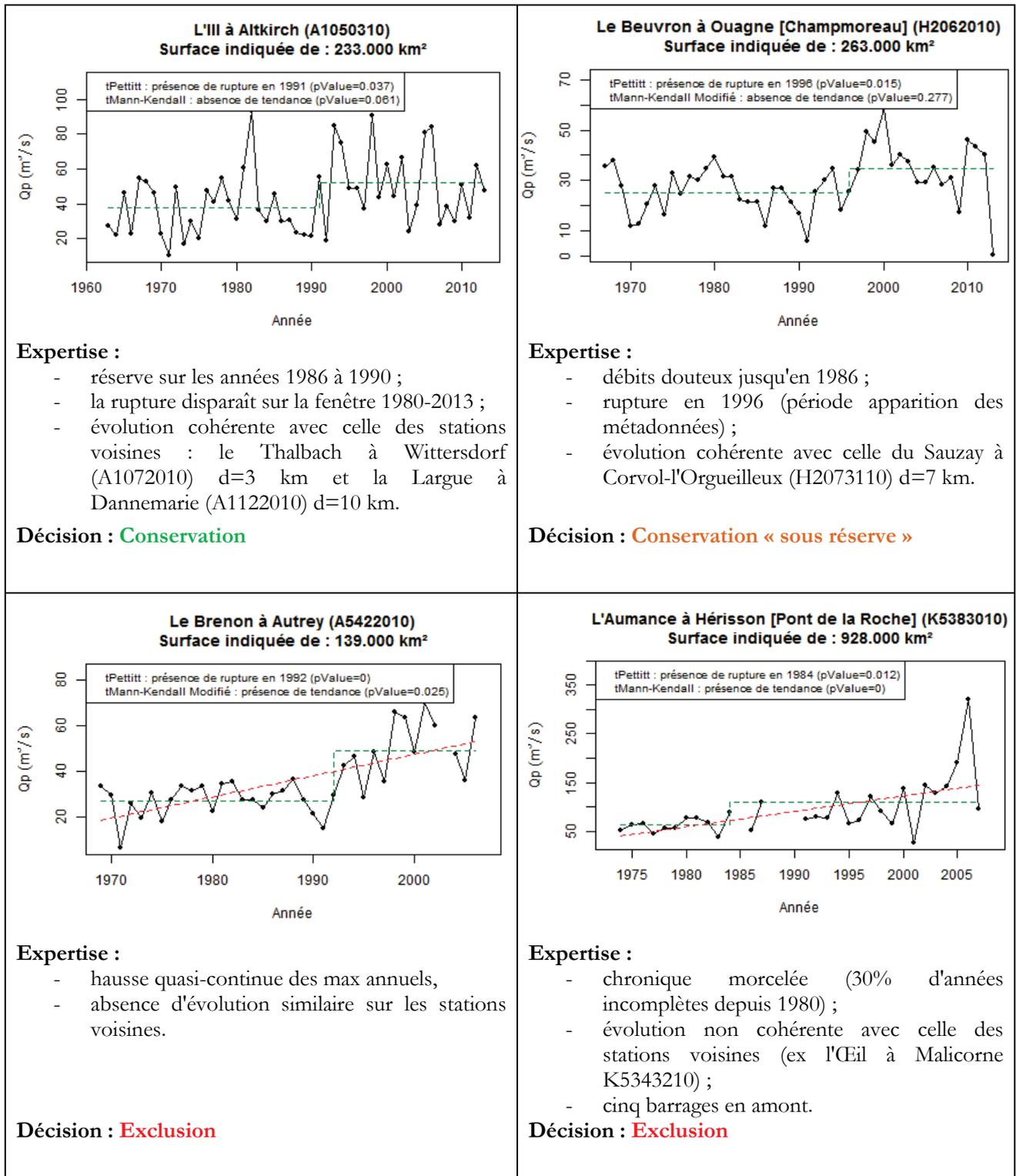


Figure 2-8 : Exemples d'expertises des chroniques totales de maxima annuels par années hydrologiques pour quatre stations incriminées par au moins un des tests de stationnarité.

2.6.4. Résultats et synthèse

Les tests de Pettitt et de Mann-Kendall appliqués avec un risque de première espèce de 5% sur les chroniques de maxima annuels de débits instantanés ont permis de mettre en évidence 287 stations non-stationnaires sur au moins une des trois périodes de référence :

- sur la chronique totale ;
- à partir de 1970 ;
- à partir de 1980.

Les types de non-stationnarité peuvent être localement étudiés sur les trois périodes de référence sur l'ensemble du territoire français (Figure 2-9). Globalement, peu de changements sont visibles d'une période de référence à une autre. Cela s'explique notamment par le fait que la grande majorité des stations présentent des chroniques postérieures à 1970, voire à 1980. La grande majorité des tendances s'observent à la baisse sur :

- 70% des stations sur la chronique totale ;
- 70% des stations sur la période après 1970 ;
- 80% des stations sur la période après 1980.

Par ailleurs, des particularités locales se détachent sur certaines régions, notamment au niveau de la chaîne alpine ainsi que du Sud-Ouest français où de nombreuses tendances à la baisse sont visibles. Ces observations sont en adéquation avec les résultats des travaux menés par Giuntoli *et al.* (2012) mettant en évidence des tendances régionales des maxima annuels en France, à la baisse dans la chaîne Pyrénéenne par exemple. Ces particularités peuvent s'expliquer par de multiples facteurs (aménagement, défauts de mesure hydrométrique, variabilité ou changement climatique, etc.) et il serait hasardeux d'en tirer des conclusions. En effet, il est actuellement difficile de conclure sur la présence de tendances liées aux variations climatiques sur les statistiques de débit observées sur les rivières en France (Renard *et al.*, 2008; Giuntoli *et al.*, 2012). En Europe, on peut par exemple citer une certaine tendance à la hausse dans les pays nordiques (Lindström et Bergström, 2004; Kundzewicz *et al.*, 2005) mais une absence de tendance significative au Royaume-Uni (Robson *et al.*, 1998). Cependant de manière générale, il est peu aisé de trancher sur ces questions de tendance des crues (Svensson *et al.*, 2006; Madsen *et al.*, 2014).

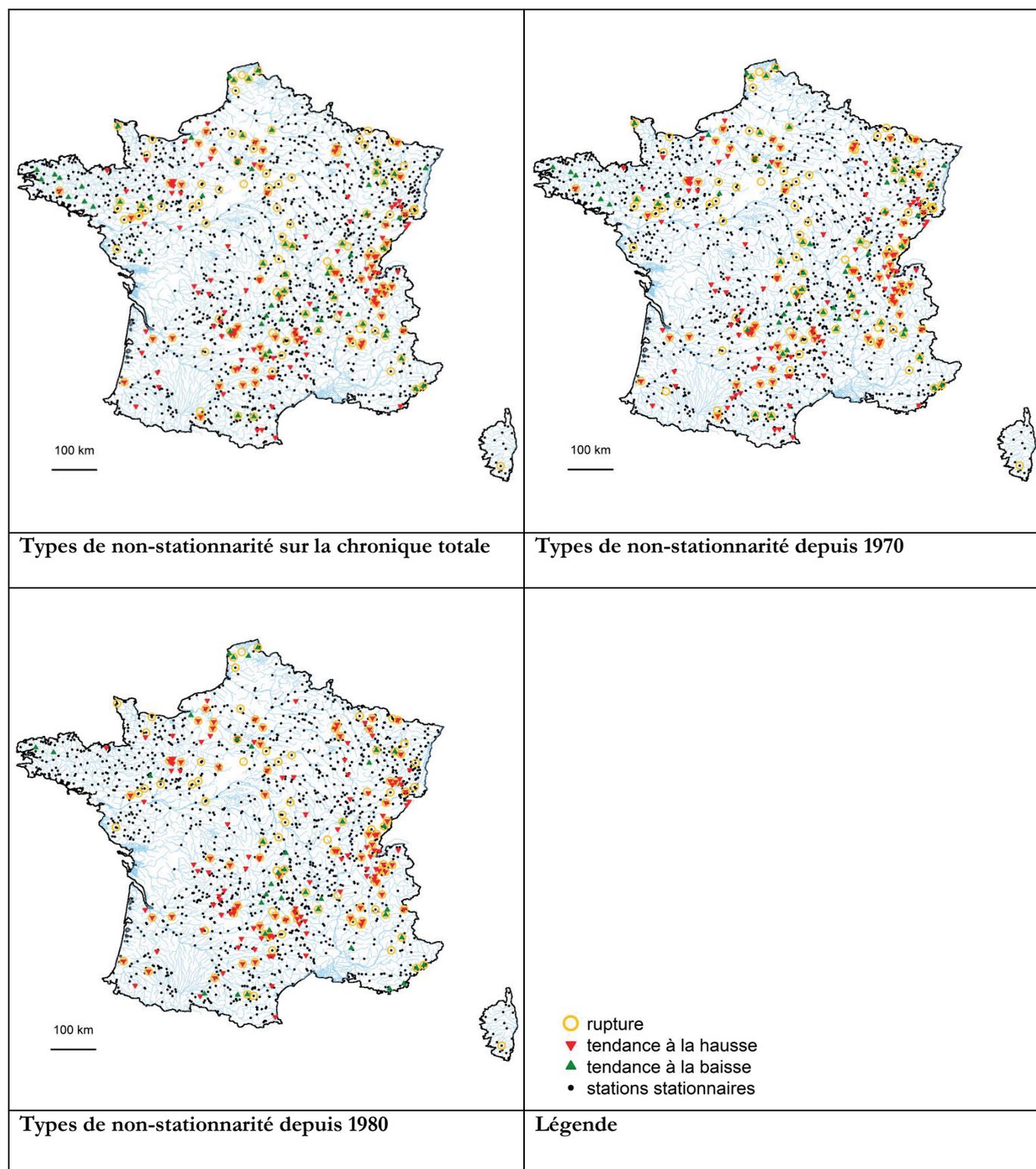


Figure 2-9 : Localisation des stations hydrométriques et des types de non-stationnarité détectés par les tests sur les trois périodes de référence considérées.

Cette expertise a ainsi permis de valider les conclusions des tests et en conséquence de rejeter ou non chaque station détectée comme non stationnaire. Parmi les 287 stations incriminées par les tests :

- 161 stations ont été conservées ;
- 71 stations « conservées sous réserve » ;
- **55 stations** ont été exclues.

La carte ci-dessous synthétise l'ensemble des décisions effectuées via l'analyse de la stationnarité et permet de visualiser les stations hydrométriques concernées. Cette étape réduit alors l'échantillon à un **ensemble de 1581 stations**.

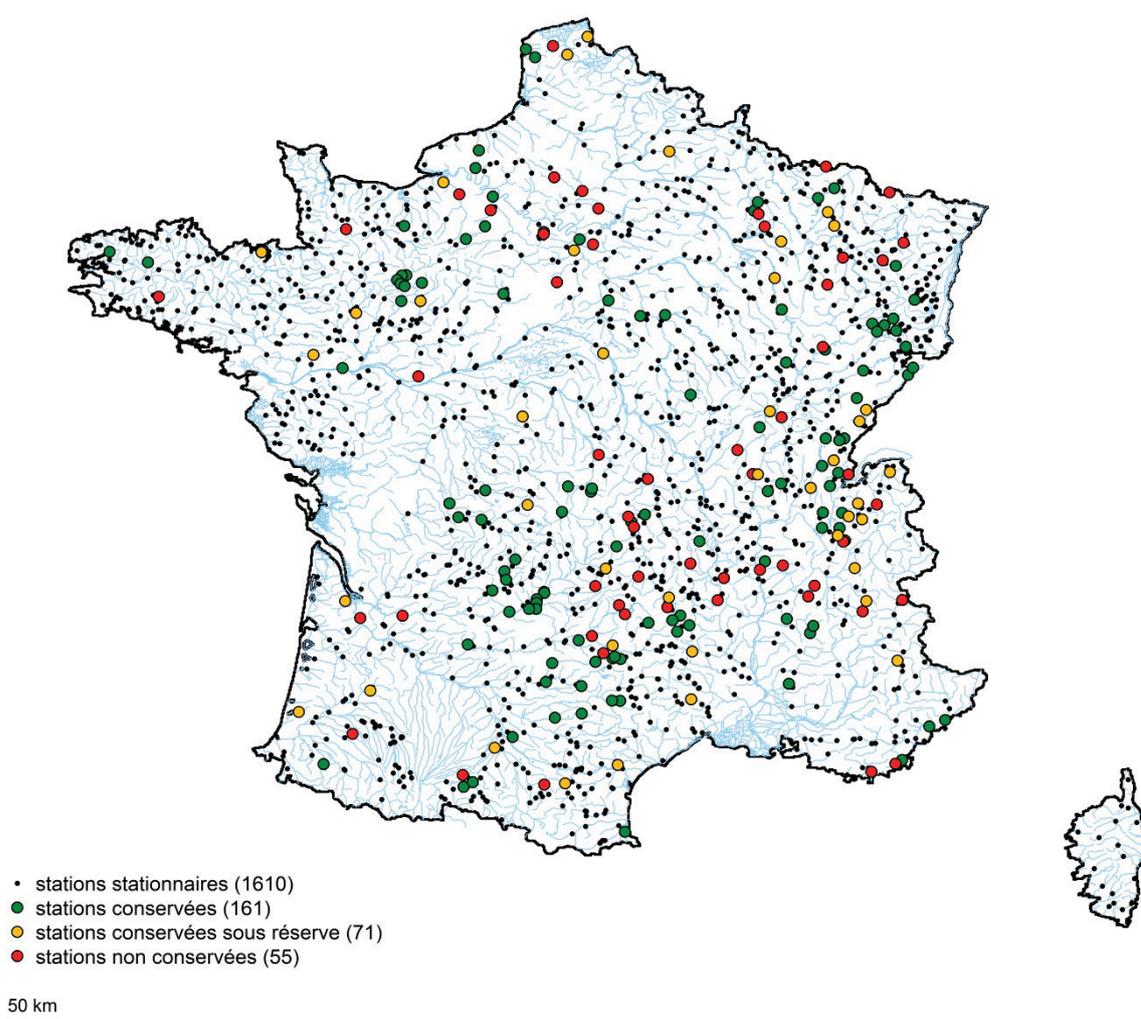


Figure 2-10 : Localisation des stations hydrométriques stationnaires, conservées, conservées « sous réserve » et non conservées.

2.7. Synthèse

La sélection de stations hydrométriques est une étape importante pour la constitution d'un échantillon pertinent et robuste. Après inventaire des stations hydrométriques présentant des données disponibles au pas de temps variable, il a été procédé à des corrections des lacunes non identifiées par le gestionnaire. Cette étape nous a ensuite permis d'effectuer une première sélection sur la base des critères de restriction suivants :

- les stations doivent avoir une signification hydrologique ;
- les stations doivent présenter un fonctionnement hydrologique naturel ou peu influencé ;
- la qualité de la mesure en hautes eaux ne doit pas être qualifiée de « douteuse » par le gestionnaire ;
- la superficie des bassins versants doit être supérieure à 8 km² ;
- les stations doivent posséder une chronique de débit d'au moins 10 ans et ce à partir de 1980 ;
- la superficie des stations a pu être contrôlée par Hydrodem ;
- les chroniques de maxima annuels des stations ne doivent pas avoir été expertisées comme non-stationnaires.

A l'issue de de cette procédure de sélection basée sur les données hydrométriques et les métadonnées renseignées par les gestionnaires, a été retenu un **premier ensemble de 1581 stations**. La carte de la Figure 2-11 permet de localiser les stations retenues.

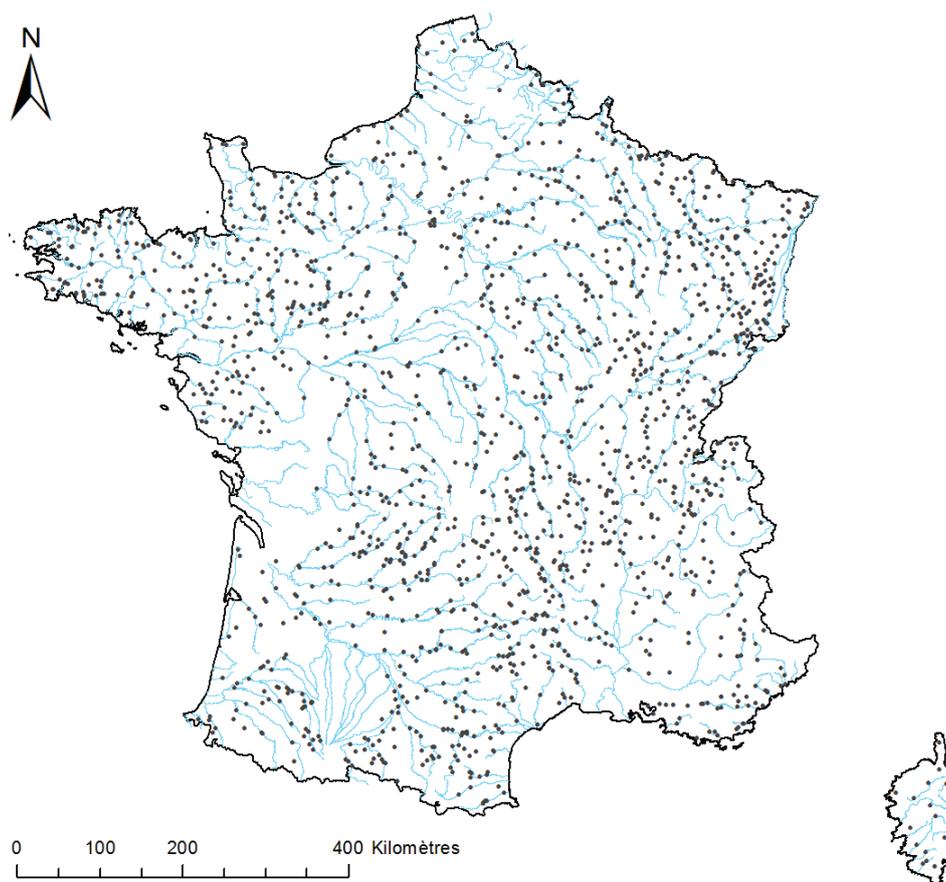


Figure 2-11 : Primo-sélection de 1581 stations provenant de la Banque HYDRO et EDF sur le territoire métropolitain.

Références bibliographiques

- Burn, D.H. and Hag Elnur, M.A., 2002, Detection of hydrologic trends and variability. *Journal of Hydrology* 255(1–4), pp. 107-122.
- Carlier, N., Babut, M., Belliard, J., Bernez, I., Burger-Leenhardt, D., Dorioz, J.M., Douez, O., Dufour, S., Grimaldi, C., Habets, F., Le Bissonnais, Y., Molénat, J., Rollet, A.J., Rosset, V., Sauvage, S., Usseglio-Polatera, P. and Leblanc, B., 2016, Expertise scientifique collective sur l'impact cumulé des retenues - Rapport de synthèse. Rapport d'étude, Irstea, p. 108
- Catalogne, C., 2012, Amélioration des méthodes de prédétermination des débits de référence d'étiage en sites peu ou pas jaugés. Thèse de doctorat Sciences de l'Univers et de l'Environnement, Université de Grenoble, p. 285.
- Cipriani, T. and Sauquet, E., 2014, Altération de l'hydrologie des cours d'eau par des ouvrages hydrauliques. Rapport d'étude, Irstea, p. 200
- Cipriani, T., Toilliez, T. and Sauquet, E., 2012, Estimation régionale des débits décennaux et durées caractéristiques de crue en France. *La Houille Blanche* (4-5), pp. 5-13.
- Giuntoli, I., Renard, B. and Lang, M., 2012, Changes in Flood Risk in Europe, CRC Press, pp. 199-211.
- Hamed, K.H. and Rao, R.A., 1998, A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of Hydrology* 204(1–4), pp. 182-196.
- Hirsch, R.M. and Slack, J.R., 1984, A Nonparametric Trend Test for Seasonal Data With Serial Dependence. *Water Resources Research* 20(6), pp. 727-732.
- Hubert, P., Carbonnel, J.P. and Chaouche, A., 1989, Segmentation des séries hydrométéorologiques — application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'ouest. *Journal of Hydrology* 110(3), pp. 349-367.
- Javelle, P., 2001, Caractérisation du régime des crues : le modèle débit-durée-fréquence convergent. Approche locale et régionale. Thèse de doctorat Mécanique de milieux géophysiques et environnement, Institut national polytechnique de Grenoble, p. 268.
- Kendall, M., 1975, Rank correlation methods. C. Griffin, London.
- Kundzewicz, Z.W., Graczyk, D., Maurer, T., Pińskwar, I., Radziejewski, M., Svensson, C. and Szwed, M., 2005, Trend detection in river flow series: 1. Annual maximum flow / Détection de tendance dans des séries de débit fluvial: 1. Débit maximum annuel. *Hydrological Sciences Journal* 50(5), pp. 797-810.
- Lang, M., J. L., HHLY, C.L. and CHAX, C.A.E.P., 2007, Estimation de la crue centennale pour les plans de prévention des risques d'inondations. Editions Quae, Paris, France.
- Lang, M., Ouarda, T. and Bobee, B., 1999, Towards operational guidelines for over-threshold modeling. *Journal of Hydrology* 225(3-4), pp. 103-117.
- Leblois, E., 2012, Le bassin versant, système spatialement structuré et soumis au climat. Habilitation à Diriger les Recherches, Université de Grenoble, p. 112.
- Lindström, G. and Bergström, S., 2004, Runoff trends in Sweden 1807–2002 / Tendances de l'écoulement en Suède entre 1807 et 2002. *Hydrological Sciences Journal* 49(1), pp. 69-83.
- Lubès Niel, H., Masson, J.M., Paturel, J.-E. and Servat, E., 1998, Variabilité climatique et statistiques : étude par simulation de la puissance et de la robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité de chroniques. *Revue des Sciences de l'Eau* 3, pp. 383-408.
- Machiwal, D. and Jha, M.K., 2008, Comparative evaluation of statistical tests for time series analysis: application to hydrological time series / Evaluation comparative de tests statistiques pour l'analyse de séries temporelles: application à des séries temporelles hydrologiques. *Hydrological Sciences Journal* 53(2), pp. 353-366.

- Madsen, H., Lawrence, D., Lang, M., Martinkova, M. and Kjeldsen, T.R., 2014, Review of trend analysis and climate change projections of extreme precipitation and floods in Europe. *Journal of Hydrology* 519, pp. 3634-3650.
- Mann, H.B., 1945, Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica* 13(3), pp. 245-259.
- Mann, H.B. and Whitney, D.R., 1947, On a Test of Whether one of Two Random Variables is Stochastically Larger than the Other, pp. 50-60.
- Ondo, J.-C., 2002, Étude comparative des tests de stationnarité. Thèse de doctorat en sciences de l'eau, Université du Québec, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique, Québec, p. 288.
- Pettitt, A.N., 1979, A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. *Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)* 28(2), pp. 126-135.
- Pujol, N., Neppel, L. and Sabatier, R., 2007, Regional tests for trend detection in maximum precipitation series in the French Mediterranean region. *Hydrological Sciences Journal* 52(5), pp. 956-973.
- Renard, B., Lang, M., Bois, P., Dupeyrat, A., Mestre, O., Niel, H., Sauquet, E., Prudhomme, C., Parey, S., Paquet, E., Neppel, L. and Gailhard, J., 2008, Regional methods for trend detection: Assessing field significance and regional consistency. *Water Resources Research* 44(8), pp. 1-17.
- Robson, A.J., Jones, T.K., Reed, D.W. and Bayliss, A.C., 1998, A study of national trend and variation in UK floods. *International Journal of Climatology* 18(2), pp. 165-182.
- Robson, A.J. and Reed, D.W., 1999, *Flood Estimation Handbook*, vol. 3 : Statistical Procedures for Flood Frequency Estimation. Wallingford, UK.
- Sauquet, E., 2006, Mapping mean annual river discharges: Geostatistical developments for incorporating river network dependencies. *Journal of Hydrology* 331(1-2), pp. 300-314.
- Svensson, C., Hannaford, J., Kundzewicz, A.W. and Marsh, T.J., 2006, Trends in river floods: why is there no clear signal in observations? Tchiguuirinskaia, I., Thein, K.N.N. and Hubert, P. (eds), pp. 1-18, IAHS, UNESCO, Paris.

Chapitre 3. Constitution de l'échantillon de référence pour la caractérisation du régime des crues fréquentes en France

A l'issue du chapitre précédent, une première sélection de 1581 stations a été établie. L'objectif du présent chapitre est de caractériser les crues fréquentes à ces différents points de mesure. La première partie se concentre sur le choix de la représentation du régime des hautes eaux. Il s'agit dans un premier temps de mettre en œuvre une procédure d'échantillonnage par valeurs supérieures à un seuil adéquate et un ajustement statistique idoine. Cependant, un raisonnement limité aux seuls débits de pointe ne permet l'étude des crues que de manière partielle. Pour étudier le régime des crues dans sa globalité, il est nécessaire d'introduire la dimension temporelle afin de caractériser pics et volumes sur les événements. Parmi les différentes techniques, cette analyse peut se faire par le biais d'approches multi-durées, comme la caractérisation en QdF (Q : débit, d : durée, F : fréquence) inspirée des courbes intensité-durée-fréquence développées pour les pluies (Grisollet *et al.*, 1962). Ici, le choix s'est plus particulièrement porté vers le modèle QdF convergent (Javelle, 2001), déclinaison qui offre des avantages et des simplifications. La sélection des événements est effectuée sur des durées compatibles avec la dynamique de crue pour chaque bassin. La fin de la première partie explicite les hypothèses du modèle choisi ainsi que les implications analytiques permettant de décrire le régime des crues fréquentes.

La suite du chapitre est consacrée à l'expertise des 1581 sites retenus afin d'écartier les stations présentant des défauts (d'enregistrement par exemple) que les contrôles précédents n'auraient pas pu détecter. Des tests statistiques et des contrôles finaux sont engagés sur la base de l'échantillonnage sup-seuil effectué et des modélisations QdF appliquées. Le premier test statistique (Cunnane, 1979) mis en œuvre sur l'échantillon sup-seuil permet de valider les caractères d'indépendance des épisodes, de stationnarité du processus d'occurrence des événements extrêmes et d'adéquation du nombre d'épisodes à la loi de Poisson. Le choix de la loi ajustée à l'échantillon fait également l'objet d'une validation. Une analyse de la discordance au sens des L -moments (Hosking et Wallis, 1997) est par la suite utilisée afin d'identifier des distributions atypiques par rapport à celles observées sur l'ensemble des stations. Enfin un examen visuel des courbes du modèle QdF convergent est mené afin de repérer des défauts d'ajustements dans les modélisations liés à des problèmes de qualité de la donnée. Une expertise multi-critères similaire à celle effectuée au chapitre précédent permet de statuer sur les stations identifiées par ces deux dernières analyses. A l'issue de cette procédure, l'échantillon final de bassins versants fait l'objet d'une description en termes de représentativité et de couverture. Les erreurs commises par la modélisation convergente sont également estimées et localisées.

3.1. Représentation du régime des crues fréquentes

3.1.1. Procédure d'échantillonnage par valeur supérieure à un seuil

Afin de décrire le régime des crues fréquentes en sites jaugés, l'étape d'échantillonnage consiste à sélectionner dans une chronique de débits les valeurs sur lesquelles seront établies les statistiques des crues. Décrite au chapitre 1 (1.2.2.2), la méthode d'échantillonnage par valeur supérieure à un seuil (sup-seuil) consiste à sélectionner toutes les valeurs dépassant un seuil donné pour conserver le maximum. Par rapport à l'échantillonnage par maxima annuels, celle-ci présente l'intérêt d'assurer une plus grande fiabilité dans l'estimation des quantiles de crue mais aussi d'offrir davantage de souplesse et de robustesse dans la sélection des événements (Lang, 1995; Madsen *et al.*, 1997). Cette méthode a donc été sélectionnée pour extraire les événements de crue aux sites jaugés.

En revanche, sa mise en œuvre est délicate, notamment parce que l'échantillon obtenu dépend des paramètres d'échantillonnage. Il est par exemple nécessaire d'établir un seuil cohérent pour capturer des valeurs suffisamment fortes et nombreuses, mais aussi de fixer des critères garantissant l'indépendance des événements successifs. En termes de méthodologie de mise en œuvre, le choix s'est porté sur le processus développé par les travaux de Lang *et al.* (1999) abondamment repris par la littérature (e.g. Javelle, 2001; Sauquet *et al.*, 2008; Cipriani *et al.*, 2012) et adapté (Garavaglia, 2011). Cette technique est basée sur le choix de trois paramètres :

- le **seuil de dépassement S** . Celui-ci doit être suffisamment élevé pour capturer les épisodes majeurs. En général, il est fixé de manière à sélectionner un nombre moyen d'événements par an prédéterminé. Il est conseillé de choisir un nombre moyen d'événements retenus par an entre deux et trois pour obtenir un gain par rapport à la précision apportée par un échantillon des maxima annuels (Todorovic, 1978) ;
- le **paramètre de redescente α** qui correspond à une valeur minimale que le débit doit atteindre entre deux pics. Il est défini comme un pourcentage de la valeur maximale du pic de crue précédent. On peut le considérer ici comme un paramètre de redescente de crue. Celui-ci est proche de zéro pour des pluies ou des cours d'eau en contexte aride (e.g. Ben-Zvi et Azmon, 2010) où l'indépendance est facilement observable ;
- la **durée θ** qui correspond à la durée minimale entre deux pics échantillonnés à considérer pour qu'ils soient jugés indépendants.

Pour illustrer chacune des fonctions de ces trois paramètres, une chronique de débits est considérée (Figure 3-1), d'après Sauquet (2013). Celle-ci présente un épisode de maximum $X_1 (>S)$ observé en t_1 et un maximum local X_2 observé en t_2 avec $t_2 > t_1$ et $X_1 \geq X_2 \geq S$. L'épisode de crue associé à X_2 est sélectionné s'il respecte les contraintes suivantes :

- le débit entre t_1 et t_2 est redescendu sous le **seuil S** et sous un certain **pourcentage α** de la valeur maximale de l'épisode précédent, i.e. : $Q(t) < \min(\alpha X_1 ; S)$ avec $\alpha \leq 1$;
- une **durée minimale θ** est respectée entre deux valeurs échantillonnées, i.e. : $t_2 - t_1 > \theta$.

Les autres configurations types sont également présentées Figure 3-1.

La difficulté majeure dans cette procédure d'extraction sup-seuil réside dans le choix de valeurs pertinentes pour les paramètres d'échantillonnage S , α et θ . Par exemple, il ne serait pas judicieux d'imposer une contrainte temporelle « laxiste » - une heure, par exemple - pour un bassin versant présentant un temps de réponse de l'ordre de plusieurs jours. De même, une restriction trop forte sur le critère de redescente risque de perturber ou limiter la sélection des événements lorsque le régime présente une forte composante souterraine, c'est-à-dire un fort débit de base. Une expertise hydrologique et statistique s'avère ainsi nécessaire (Sauquet, 2013).

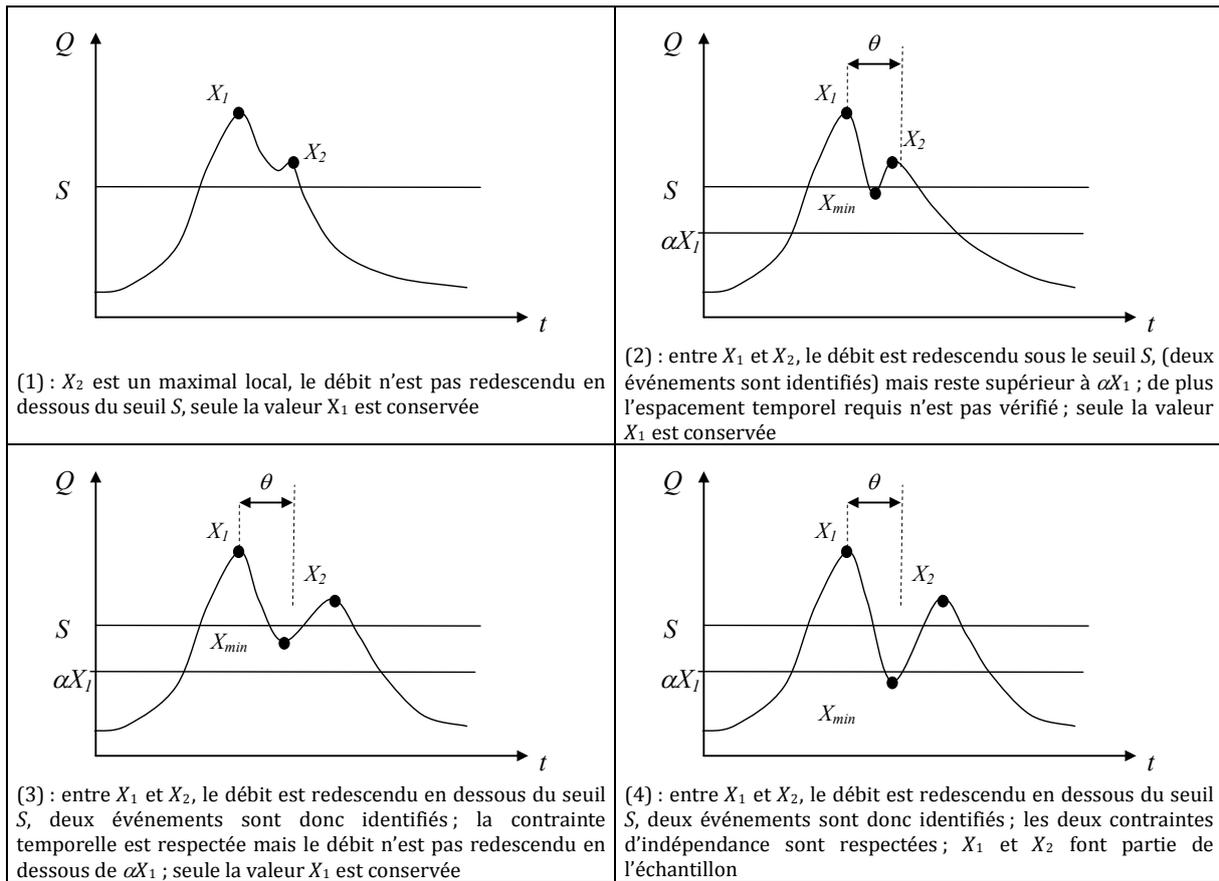


Figure 3-1 : Paramètres de l'échantillonnage sup-seuil selon Lang *et al.* (1999), d'après Sauquet (2013).

Pour fixer les paramètres de l'échantillonnage sup-seuil, le protocole utilisé par des travaux récents sur les crues en France (Cipriani *et al.*, 2012; Sauquet, 2013) a été retenu. Celui-ci nécessite un échantillonnage préalable par maxima annuels sur l'ensemble des chroniques. Pour l'ensemble des chroniques, les trois paramètres d'échantillonnage ont été fixés selon la même procédure par souci de cohérence :

- le **nombre moyen d'événements par an μ** est considéré pour chaque station et conditionne le seuil de dépassement S . Ce paramètre μ est fixé à 2. Cette valeur faible vise à garantir une valeur de S suffisamment élevée permettant l'extraction d'événements significatifs. Lorsque l'échantillonnage ne permet pas d'atteindre la valeur de 2, μ est fixé égal à 1. Ce cas particulier se rencontre plus souvent dans les régions où l'influence de la nappe est forte et, dans le cas présent, sur 5% des stations de l'échantillon ;
- le **paramètre de redescente α** est, de fait, conditionné par la contribution de l'écoulement de base dans les épisodes de crue. Il s'agit de la valeur minimale de la médiane des hydrogrammes adimensionnels $Q(t)/Q_{max}$ extraits par maxima annuels de la série des débits bruts. La Figure 3-2 montre l'exemple de l'analyse des hydrogrammes adimensionnels sur l'Ill à Didenheim. L'étude du débit de base de l'hydrogramme médian normé permet de fixer α à 0,12 pour cette station. Il s'agit d'une valeur par défaut mais ajustable, notamment pour permettre l'adéquation du processus d'occurrence des événements à la loi de Poisson (*cf.* test de Cunnane (1979) présenté en 3.2.1) ;

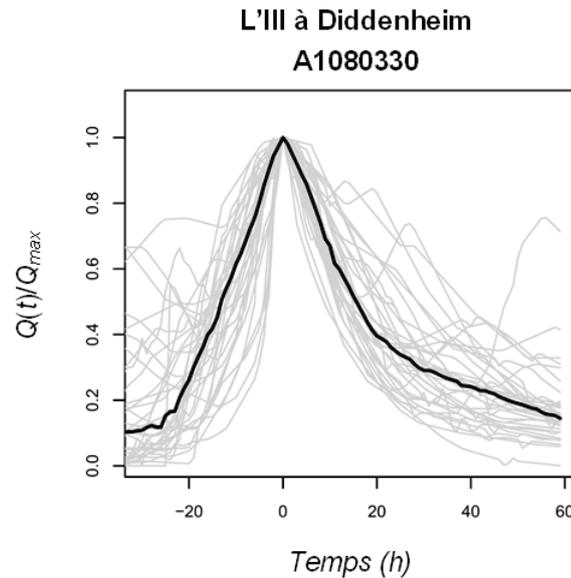


Figure 3-2 : Hydrogrammes adimensionnels $Q(t)/Q_{max}$ extraits par maxima annuels de la série des débits bruts pour la détermination du paramètre de redescente sur l'Il à Diddenheim (A1080330). L'hydrogramme médian figure en noir.

- la durée θ est la durée minimale entre deux pics à considérer pour qu'ils soient jugés indépendants. θ a un lien étroit avec la dynamique de crue et peut être assimilée à la durée caractéristique D_c qui correspond à la période pendant laquelle le débit dépasse la moitié du débit de pointe (voir section 1.2.1). Dans certains cas, son estimation peut être délicate si la composante souterraine est forte. En effet, le risque est de ne pas prendre en compte la réelle dynamique de la crue si le débit de base représente une forte proportion de l'écoulement en crue. C'est pourquoi D_c est estimée à partir du traitement de la chronique des débits $Q(t)$ privés de la composante de base. De cette manière, D_c est assimilée schématiquement à la durée des contributions de surface et de subsurface. Ceci permet de réduire le bruit et conduit à des durées caractéristiques de crue D_c plus courtes, et plus réalistes pour les cours d'eau fortement influencés par le souterrain (Cipriani *et al.*, 2012).

La composante de base est ici estimée à partir de l'algorithme développé par le CEH et décrit par Tallaksen et Lanen (2004). Le débit de base est ainsi estimé par interpolation linéaire entre n points constituant les minima locaux de n périodes recouvrantes d'une durée égale à 5 jours formant la chronique (Cipriani *et al.*, 2012). Pour chaque station, une nouvelle chronique est créée en soustrayant l'écoulement de base à la chronique de débits bruts. Des nouveaux hydrogrammes adimensionnels $Q(t)/Q_{max}$ sont extraits par maxima annuels de la série des débits privés de la composante souterraine. La durée θ est alors estimée comme la durée caractéristique de l'hydrogramme médian. Par la suite, D_c sera également considérée comme la durée caractéristique de l'hydrogramme médian sur les chroniques de débit privées de l'écoulement de base.

L'objectif suivant est d'ajuster un modèle probabiliste à l'échantillon sup-seuil. Cette étape décrite au chapitre 1 (1.2.2.2) est conditionnée par la théorie des valeurs extrêmes qui oriente vers une distribution théorique de Pareto Généralisée. La loi exponentielle, cas particulier de la distribution de Pareto, sera ici préférée pour des raisons de parcimonie et de robustesse déjà évoquées en 1.2.2.2. Le coefficient de forme de la loi de Pareto Généralisée est en effet très sensible à la variabilité d'échantillonnage et fortement incertain sur des petits échantillons.

3.1.2. Modélisation en courbes débit-durée-fréquence (QdF)

3.1.2.1. Intérêt de l'étude de la dynamique et des volumes de crues

Raisonnement uniquement en débits de pointe reste assez limitant dans l'étude des crues. Deux crues différentes d'aspect peuvent avoir la même période de retour : un épisode avec un débit fort pendant un court laps de temps et un épisode avec un débit plus faible mais sur une durée plus longue. Pourtant dans la plupart des travaux et expertises, l'analyse du régime des crues est souvent réduite à l'étude de la distribution des seuls débits de pointe. Cette information ne représente cependant pas de manière exhaustive le fonctionnement hydrologique d'un cours d'eau. En effet, les crues sont des objets multidimensionnels et le régime des crues se caractérise non seulement en termes de pics mais aussi de volumes (Sauquet *et al.*, 2003). Par exemple, l'Elorn à Plouédern (J3413030) et la Dheune à Palleau (U3034010) présentent la même distribution des débits de pointe (Figure 3-3). La loi exponentielle ajustée est en effet la même, impliquant des valeurs des quantiles identiques : près de 48 m³/s pour la crue annuelle, 81 m³/s pour la crue quinquennale et 95 m³/s pour la crue décennale.

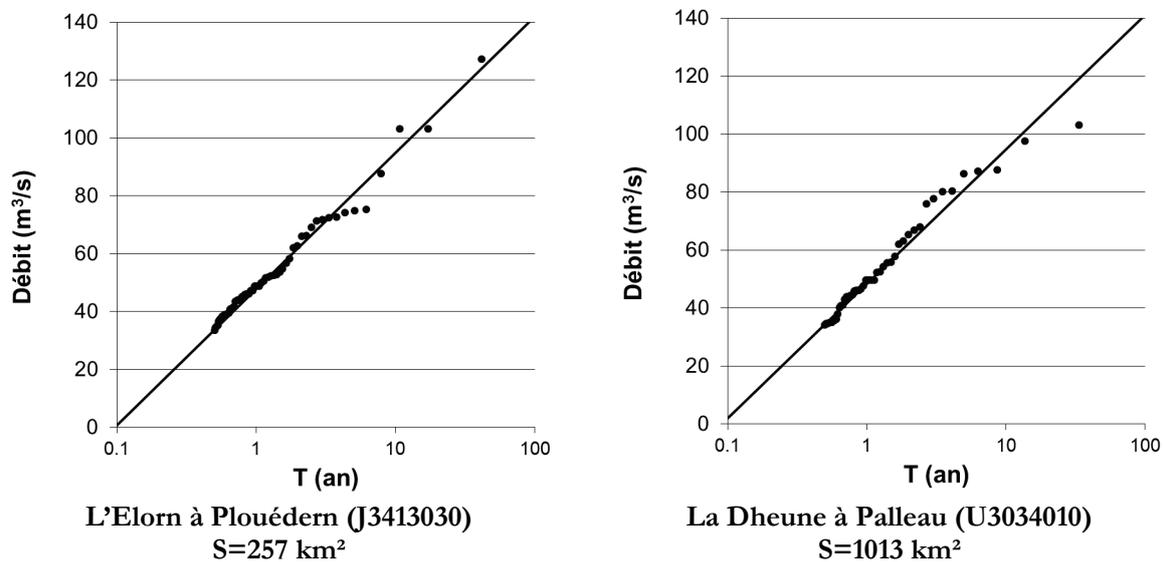


Figure 3-3 : Distributions fréquentielles des pointes pour les stations de la Moselle à Rupt-sur-Moselle et de l'Aube à Bar-sur-Aube. Les débits de pointe ont été échantillonnés par valeurs supérieures à un seuil et ajustés à la loi exponentielle.

Cependant, ces deux bassins versants diffèrent fortement, de par leur superficie dans un premier temps. L'Elorn affiche une surface drainée de 257 km² à Plouédern tandis que la Dheune à Palleau draine une superficie presque quatre fois supérieure. Cela induit des dynamiques de crue bien différentes qu'il est possible d'étudier par les hydrogrammes adimensionnels $Q(t)/Q_{max}$ (Figure 3-4). Les événements sont plus courts (environ 1.5 jours) sur l'Elorn pour une durée caractéristique de 19 heures. La Dheune montre en revanche des crues beaucoup plus longues avec des événements dépassant la dizaine de jours, avec une durée caractéristique de 6.5 jours. Les volumes écoulés diffèrent alors totalement sur ces deux bassins versants. C'est pour cette raison qu'il est également nécessaire de compléter l'étude des crues fréquentes par la caractérisation des volumes et de la dynamique de crue.

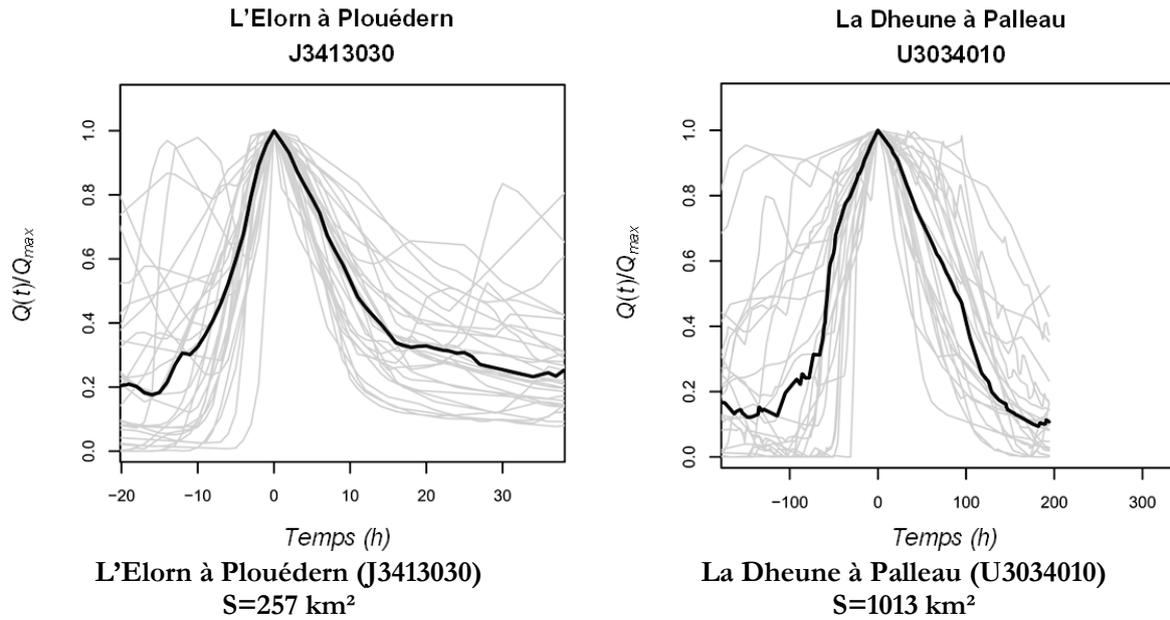


Figure 3-4 : Hydrogrammes adimensionnels $Q(t)/Q_{max}$ extraits par maxima annuels de la série des débits bruts pour les stations de l'Elorn à Plouédern et de la Dheune à Palleau. L'hydrogramme médian figure en noir.

3.1.2.2. Analyse multi-durées des crues

L'introduction de la dimension temporelle permet de prendre en compte les volumes écoulés. Pour étudier le régime des crues dans sa globalité, les approches multi-durées comme la caractérisation en QdF (Q : débit, d : durée, F : fréquence) s'avèrent judicieuses. Inspirée par les courbes intensité-durée-fréquence développées pour les pluies (Grisollet *et al.*, 1962), la modélisation QdF a été initiée par l'Institut d'Hydrologie de Wallingford (NERC, 1975). La démarche a par la suite connu des développements plus avancés, notamment à *IRSTEA* Lyon (ex-Cemagref) avec la définition de deux variables hydrologiques adaptées (Figure 3-5) à la description du régime des hautes eaux dans un premier temps (Oberlin, 1988) :

- QCd , débit seuil (Q), Continuum dépassé pendant la durée d

$$QCd(t) = \min\{Q(t'), t' \in [t - d/2, t + d/2]\} \quad (3.1)$$

- VCd , débit moyen (V olume), moyenne glissante calculée sur la durée d

$$VCd(t) = \frac{1}{d} \int_{t-d/2}^{t+d/2} Q(t') dt' \quad (3.2)$$

Les deux variables VC et QC deviennent identiques pour $d = 0$. Les valeurs fortes de VC et QC peuvent être extraites pour différentes durées d par échantillonnage sup-seuil. Il est alors possible de représenter ces résultats sous la forme d'un faisceau de courbes décrivant les variations des VC et QC en fonction de la durée d ou de la période de retour T (Figure 3-6). Pour cela, il est nécessaire d'effectuer un choix sur la variable à étudier (VC ou QC selon l'objectif de l'étude) et la gamme de durées considérée en relation avec la durée caractéristique des crues. Les valeurs sélectionnées sont par la suite validées par des tests statistiques (Lang, 1995) pour valider le modèle de renouvellement.

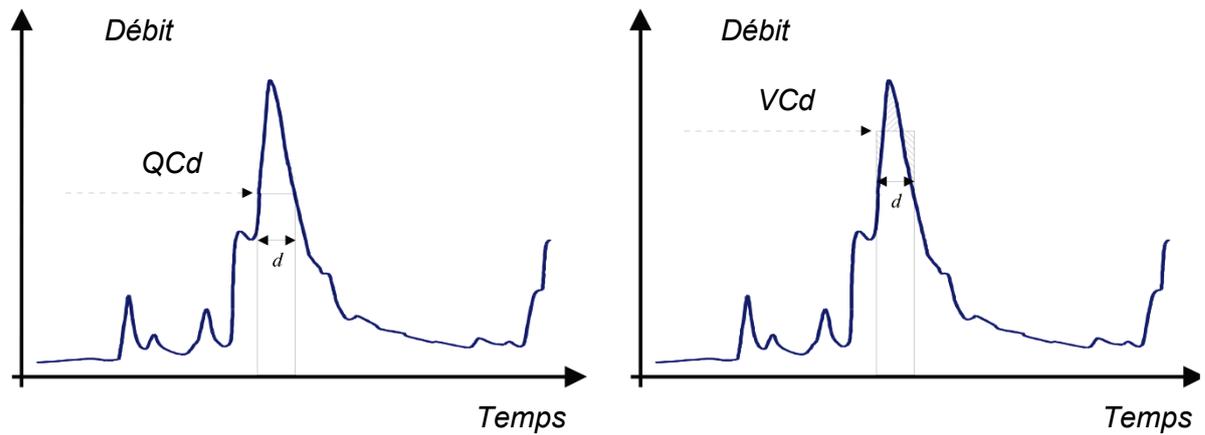


Figure 3-5 : Les variables de l'analyse QdF des débits de crue d'après Sauquet et al. (2003).

A gauche : QCd , débit seuil (Q), Continuum dépassé pendant la durée d .

A droite : VCd , débit moyen (Volume), sur la durée continue d .

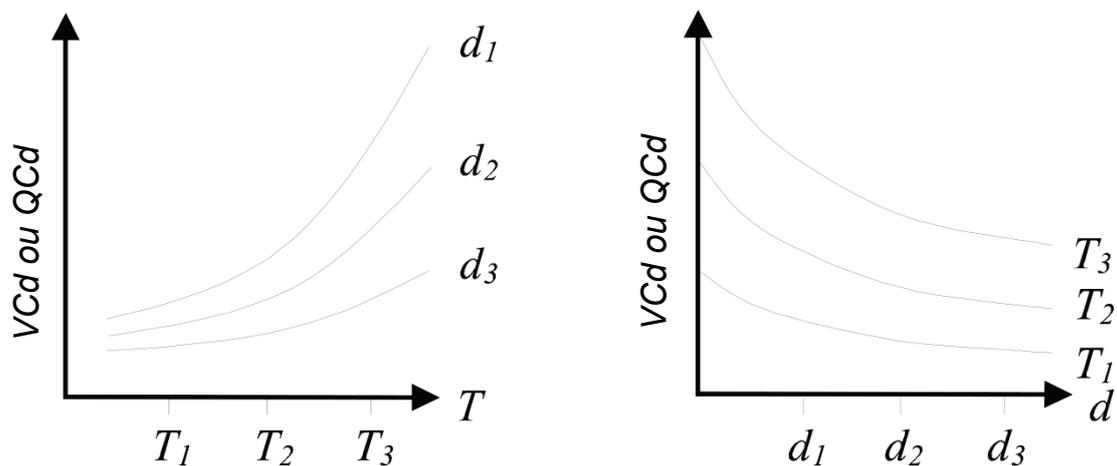


Figure 3-6 : Représentation des courbes QdF d'après Sauquet et al. (2003).

La technique de base pour obtenir les courbes QdF consiste à ajuster une loi de probabilité sur l'échantillon de chaque durée. Les paramètres de la distribution dépendent donc des durées choisies. Cependant, cette approche présente l'inconvénient de ne fournir les quantiles que pour les durées retenues. En outre, des incohérences peuvent apparaître, comme un quantile de débit instantané inférieur à un quantile de débit moyen journalier pour une même période de retour (Sauquet *et al.*, 2003), ceci étant rendu possible par les fluctuations statistiques affectant les échantillons.

Une autre solution pour obtenir les courbes QdF a consisté un temps à se baser sur l'un de trois modèles QdF , basés sur trois bassins dits « de référence » : Vandenesse, Soyans et Florac (Galéa et Prudhomme, 1997). Ceux-ci se déclinent en expressions analytiques adimensionnelles permettant de reconstituer les quantiles, connaissant le gradex des pluies pour différentes durées et des estimations du débit instantané de période de retour 10 ans $QIXA10$ et de la durée de $SOCOSE$ (CTGREF, 1980). Cependant, le choix d'un modèle supposé représentatif du régime des crues du bassin considéré peut être délicat et l'hypothèse d'universalité des trois modèles reste forte (Sauquet *et al.*, 2003).

En revanche, le modèle QdF convergent (Javelle, 2001) constitue l'un des derniers développements de la méthode d'analyse multi-durées. Toujours considéré comme recommandable, il est développé ci-après.

3.1.2.3. Le modèle QdF convergent

- **Hypothèses et formalisation**

Le modèle QdF convergent (Javelle, 2001) prend en compte simultanément l'ensemble des données sur l'ensemble des durées et réalise une consolidation mutuelle de tous les ajustements. Les formulations mathématiques obtenues par Javelle (2001) permettent une description continue en durée et fréquence des quantiles au-delà des durées retenues dans la phase de sélection. Cette approche est basée sur l'hypothèse de convergence de l'ensemble des distributions pour les faibles périodes de retour, propriété observée pour un grand nombre de bassins versants en France (Figure 3-7). Cette hypothèse est vérifiée quelle que soit la distribution envisagée pour décrire les échantillons multi-durées. Egalement appuyée par les observations, une deuxième hypothèse plus forte est énoncée : les lois de probabilité théoriques des quantiles relatifs à différentes durées possèdent une propriété d'affinité orthogonale (Figure 3-7). Il est alors possible de les déduire les unes des autres et le point pivot constitue le point de convergence des distributions théoriques.

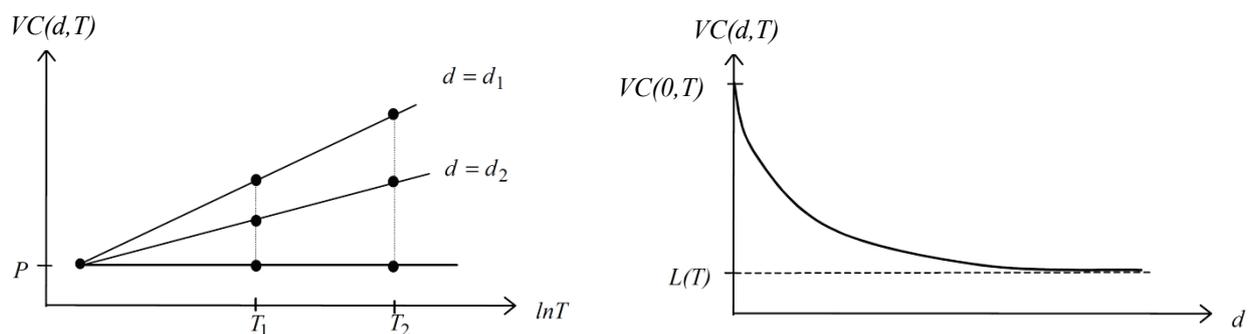


Figure 3-7 : Hypothèses du modèle QdF convergent d'après Javelle (2001).

À gauche : Hypothèse de la convergence des distributions des débits (cas de lois exponentielles).

À droite : Hypothèse de la forme hyperbolique des courbes QdF en fonction de d .

D'un point de vue mathématique, ces propriétés se traduisent par :

$$\frac{VC(d_1, T_1) - P}{VC(d_1, T_2) - P} = \frac{VC(d_2, T_1) - P}{VC(d_2, T_2) - P} \quad (3.3)$$

Ou encore

$$\frac{VC(d, T) - P}{VC(0, T) - P} = f(d) \quad (3.4)$$

Où P est l'ordonnée du point de convergence P et f une fonction de la seule durée d .

L'examen de nombreux bassins en France métropolitaine (Javelle, 2001), en Martinique (Meunier, 2001) et au Canada (Javelle *et al.*, 2002) a montré qu'une forme homographique pouvait raisonnablement être utilisée pour modéliser la relation $f(d)$ et que le paramètre P pouvait être fixé à zéro sans compromettre l'efficacité du modèle.

D'où la formulation finale :

$$\frac{VC(d, T)}{VC(0, T)} = \frac{1}{1 + d/\Delta} \quad (3.5)$$

Avec Δ homogène à une durée, à définir.

Il est alors possible de déduire l'ensemble des quantiles théoriques $VC(d, T)$ à partir de la distribution des débits instantanés :

$$VC(d, T) = \frac{VC(0, T)}{1 + d/\Delta} \quad (3.6)$$

Cette relation peut être étendue aux quantiles de débits seuils $QC(d, T)$:

$$QC(d, T) = \frac{VC(0, T)}{(1 + d/\Delta)^2} \quad (3.7)$$

En supposant que :

$$VC(d, T) = \frac{1}{d} \int_0^d QC(t, T) dt \quad (3.8)$$

- **Estimation et interprétation physique du paramètre Δ**

Il est possible d'estimer le paramètre Δ de différentes manières (Koutsoyiannis *et al.*, 1998; Javelle, 2001; Meunier, 2001; Javelle *et al.*, 2002). La procédure employée ici se base sur la méthode itérative d'optimisation décrite par Javelle (2001) et qui présente l'avantage d'être simple à appliquer et économe en hypothèses. Elle s'appuie sur le fait qu'en connaissant Δ et en réécrivant l'équation 3.6, les ajustements théoriques $VC(d, t)(1 + d/\Delta)$ se superposent à la distribution $VC(0, T)$ et sont indépendants de la durée d considérée. Les mêmes propriétés sont attendues pour les N échantillons de séries expérimentales $v_{d_i}(j)$, $j = 1, \dots, NV_i$ de débit moyen maximal VCd relatives à la durée d_i . Les distributions expérimentales des N séries transformées x_{d_i} , $i = 1, \dots, N$:

$$x_{d_i}(j) = v_{d_i}(j) \cdot (1 + d_i/\delta) \quad (3.9)$$

doivent se confondre avec celles des valeurs instantanées dans le cas où $\delta = \Delta$.

La procédure consiste à faire varier δ et conserver la valeur pour laquelle la dispersion des N distributions pseudo-instantanées x_{d_i} autour de l'échantillon constitué des valeurs :

$$\bar{x}(j) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_{d_i}(j) \quad (3.10)$$

est minimale.

La dispersion globale autour de \bar{x} est mesurée par ε , somme des écarts quadratiques relatifs entre les x_{d_i} et \bar{x} :

$$\varepsilon = \sum_{j=1}^{NV} \sum_{i=1}^N \left(\frac{x_{d_i}(j) - \bar{x}(j)}{\bar{x}(j)} \right)^2 \quad (3.11)$$

où NV correspond au nombre de valeurs sélectionnées par durée. Le critère d'optimisation ne préjuge pas de la loi théorique ajustée et manipule des écarts relatifs afin de donner autant de poids aux faibles et fortes valeurs des échantillons. La dernière étape consiste à calculer les paramètres de la distribution du débit de pointe $VC(0, T)$ sur l'échantillon \bar{x} . Il est possible d'utiliser toutes les distributions statistiques et méthodes d'ajustement.

La valeur du paramètre Δ conditionne la forme des hyperboles définissant les quantiles $VC(d, T)$ pour T fixé, selon l'équation 3.6. Une valeur forte de Δ aura pour conséquence des hyperboles très aplaties tandis qu'une valeur de Δ faible implique une forme très incurvée pour les hyperboles (Figure 3-8). Ces caractéristiques trouvent leur explication dans l'interprétation physique du paramètre Δ , fortement lié à la dynamique de crue. La Figure 3-8 permet d'apprécier l'influence de Δ sur un exemple de deux bassins présentant la même distribution de débits instantanés $VC(0, T)$ (Figure 3-8-a), mais deux valeurs différentes de Δ . Les valeurs des quantiles $VC(d, T)$ s'effondrent rapidement avec la durée lorsque le paramètre Δ est faible (Figure 3-8-c) tandis que la courbure est moins marquée pour un Δ fort (Figure 3-8-b). Il est donc attendu que les fortes valeurs de Δ soient représentatives des bassins aux crues lentes. À l'inverse, les bassins aux crues rapides présenteront *a priori* des valeurs faibles pour Δ (Javelle, 2001; Sauquet *et al.*, 2003).

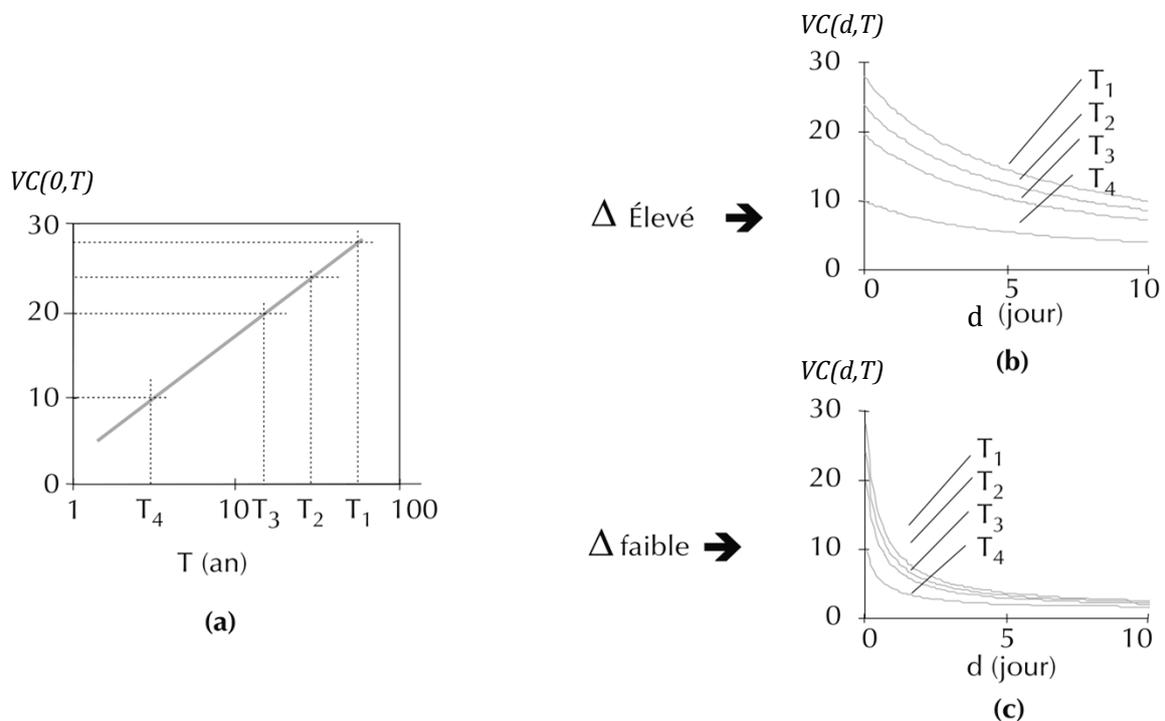


Figure 3-8 : Sensibilité des courbes du modèle QdF convergent au paramètre Δ , d'après Sauquet *et al.* (2003) et Javelle (2001).

Cette interprétation de Δ en termes de dynamique en hautes eaux est confirmée par ailleurs par des relations fortes mises en évidence, avec la durée de *SOCOSE* (Javelle, 2001; Sauquet *et al.*, 2003) et plus récemment la durée caractéristique de crue (Sauquet, 2013). Cette dernière relation, mise en œuvre sur le jeu de 780 bassins utilisé par Cipriani *et al.* (2012), est présentée en Figure 3-9. Il est à noter que cette relation distingue les bassins atypiques ($D > 75$ jours).

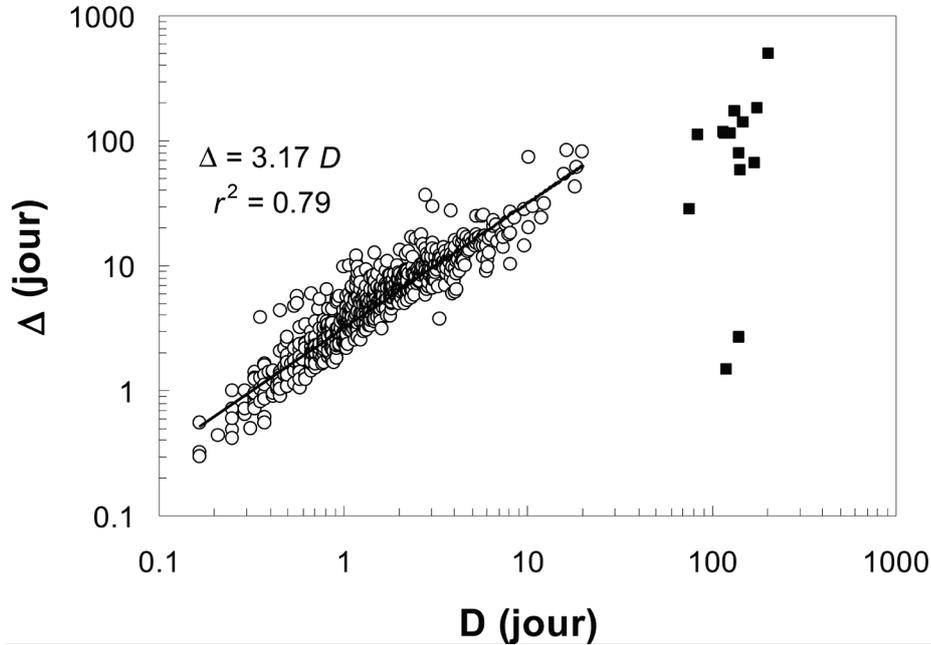


Figure 3-9 : Relation entre durées caractéristiques calculées sur les hydrogrammes bruts (D) et paramètres Δ du modèle QdF convergent sur le jeu de 780 bassins utilisé par Cipriani *et al.* (2012). Les bassins à forte composante souterraine sont identifiés par le symbole ■. D'après (Sauquet, 2013).

3.1.2.4. Caractérisation des crues fréquentes en sites jaugés par le modèle QdF convergent

Comme vu précédemment, l'analyse multi-durées des courbes QdF est tout-à-fait appropriée pour décrire le régime des crues fréquentes en France en sites jaugés en termes de pics et de volumes. En raison des avantages et des simplifications qu'il apporte, le choix analytique s'est porté sur le modèle QdF convergent et plus particulièrement la chaîne de traitement « XSD » élaborée par Javelle (2001) qui reprend les calages optimisés décrits en 3.1.2.3. De la même manière que dans les travaux de Cipriani *et al.* (2012), les débits moyens VC ont été calculés sur la base de six durées d_i compatibles avec la dynamique de chaque bassin : $d_i = \{0, \frac{Dc}{8}, \frac{Dc}{4}, \frac{Dc}{2}, Dc, 3Dc\}$.

Pour chacune des durées, la chaîne XSD réalise les échantillonnages sup-seuils et ajuste la loi exponentielle choisie, selon la procédure d'extraction décrite au 3.1.1. Les quantiles théoriques instantanés peuvent alors être exprimés avec les paramètres de la distribution par :

$$VC(0, T) = \mathbf{x}_0 + \mathbf{a} \ln(T) \quad (3.12)$$

où \mathbf{x}_0 et \mathbf{a} sont les paramètres de position et d'échelle (ou gradex).

L'utilisation du modèle QdF convergent (équations 3.6. et 3.7) permet alors de déduire les quantiles théoriques $VC(d, T)$ à partir de la distribution des débits instantanés (équation 3.12) :

$$VC(d, T) = \frac{x_0 + a \ln(T)}{1 + d/\Delta} \quad (3.13)$$

mais aussi les quantiles de débits seuils $QC(d, T)$:

$$QC(d, t) = \frac{x_0 + a \ln(T)}{(1 + d/\Delta)^2} \quad (3.14)$$

Si on reprend les exemples de l'Elorn à Plouédern (J3413030) et la Dheune à Palleau (U3034010) exposés en 3.1.2.1, le modèle QdF convergent permet de construire les courbes de l'analyse multi-durées sur la base de six durées. Quatre d'entre elles sont présentées en Figure 3-10 avec des durées comprises entre 0 et 2.4 jours pour l'Elorn et des durées variant de 0 à près de 20 jours pour la Dheune. Les courbes QdF de la Dheune révèlent des distributions $VC(d, T)$ sensiblement équivalentes à celle des valeurs de pointe $VC(d, T)$ pour des durées inférieures à 36 heures. En revanche, les ajustements réalisés sur l'Elorn montrent un affaissement rapide des débits moyens écoulés avec la durée. Le paramètre atteste également de la différence de dynamique en crue des deux cours d'eau : 3.7 jours pour l'Elorn contre 17.5 jours pour la Dheune, confirmant les analyses évoquées au 3.1.2.3.

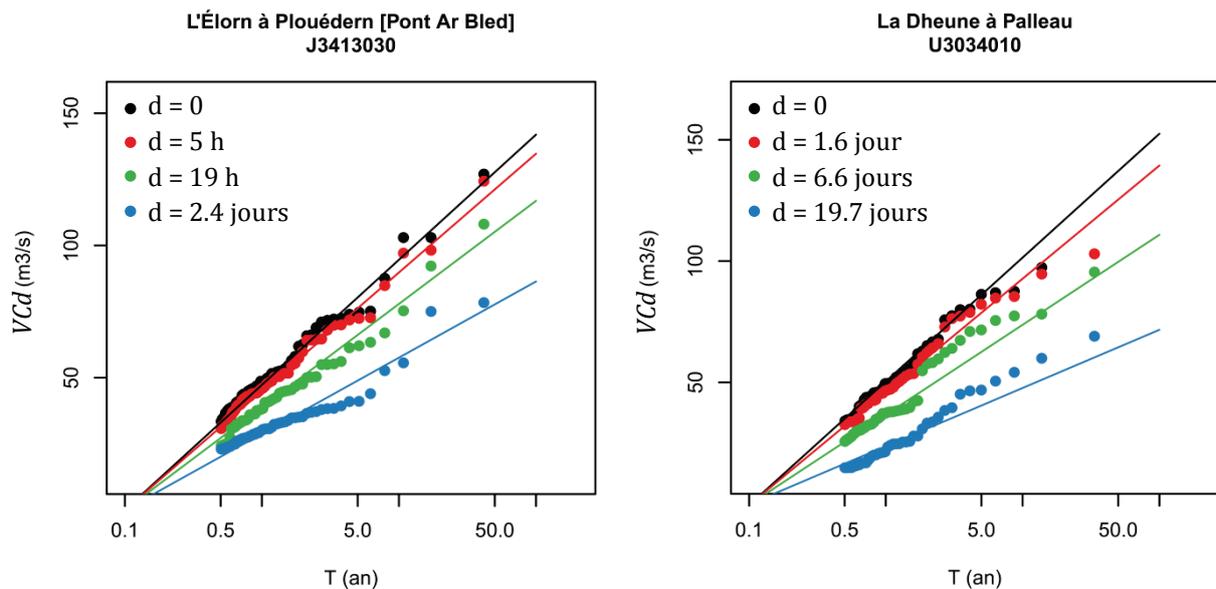


Figure 3-10 : Application du modèle QdF convergent aux débits moyens $VC(d, T)$ de l'Elorn et de la Dheune.

Grâce au modèle QdF convergent, il est ainsi possible de caractériser le régime en hautes eaux en site jaugeé de manière exhaustive. Grâce à l'expression de la loi exponentielle dans les équations 3.13 et 3.14, l'explicitation analytique du modèle permet de résumer l'information hydrologique décrivant le régime des crues fréquentes du modèle à trois paramètres : les paramètres de la distribution x_0 et a , et celui du modèle QdF convergent. Il est à noter que les ajustements individuels ne sont pas indépendants et que de ce fait l'incertitude statistique affectant un quantile en particulier n'est pas explicitée. Le critère posé en équation 3.11 ne représente que l'erreur due au lissage.

3.2. Contrôle et expertise de l'échantillon

Parmi les stations sélectionnées, il est possible que certaines d'entre elles présentent un comportement atypique dans la distribution des valeurs échantillonnées ou des défauts d'ajustement au modèle QdF convergent. Dans la continuité des analyses mises en œuvre au chapitre précédent, des tests statistiques et des contrôles finaux ont été engagés afin d'examiner les 1581 stations retenues, d'après l'échantillonnage sup-seuil réalisé et leurs modélisations QdF . L'objectif de ces tests et expertises est d'écarter les stations identifiées et présentant des données aberrantes non détectées par les contrôles précédents. Dans un premier temps, le test statistique de Cunnane (1979) est mis en œuvre afin de vérifier la pertinence de l'échantillonnage par valeurs supérieures à un seuil. Celui-ci permet de valider les caractères d'indépendance des épisodes, de stationnarité du processus d'occurrence des événements extrêmes et d'adéquation du nombre d'épisodes à la loi de Poisson. Le choix d'un ajustement à la loi exponentielle plutôt qu'une loi de Pareto pour les six échantillons sélectionnés par XSD est également contrôlé. Une analyse de la discordance au sens des L -moments (Hosking et Wallis, 1997) est ensuite engagée afin d'identifier des distributions atypiques par rapport à celles observées sur l'ensemble des stations. Enfin un examen visuel des courbes du modèle QdF convergent est mené afin de repérer des défauts d'ajustement dans les modélisations liés à des problèmes de qualité de la donnée.

3.2.1. Test de Cunnane

Le test de Cunnane consiste à vérifier que le processus d'occurrence des crues suit une loi de Poisson qui suppose implicitement la stationnarité du processus et l'indépendance des valeurs de l'échantillon (Lang *et al.*, 2007). Il s'appuie sur l'indice de dispersion :

$$I = \frac{Var(n_t)}{\mu} \quad (3.15)$$

où n_t désigne le nombre de crues de l'année t (Var est la variance et μ la moyenne).

Dans le cas d'un processus d'occurrence régi par une loi de Poisson, l'indice de dispersion est théoriquement égal à 1. Si sur la série analysée, l'indice de dispersion s'écarte de manière significative de 1 (c'est-à-dire la valeur se situe en dehors de l'intervalle de confiance à 90% centré sur 1), il est alors conseillé de rejeter la loi de Poisson. Le test de Cunnane oriente la valeur numérique définitive du paramètre de redescente α (cf. 3.1.1), qui peut être ajusté pour satisfaire aux exigences du test.

Sur l'échantillon de 1556 stations, 56% des stations satisfont d'office les conditions du test de Cunnane pour l'ensemble des six durées considérées. Après modification de α , cette proportion passe à 87%, ce qui est cohérent par rapport à l'intervalle de confiance à 90%. Les 13% restants correspondent aux stations pour lesquels les conditions du test ne sont pas satisfaites sur au moins une des six durées considérées. La procédure d'échantillonnage mise en œuvre se révèle ainsi pertinente.

3.2.2. Vérification de la pertinence de la loi exponentielle sur les 6 durées

La question du choix de la loi se pose sur toutes les durées ; la loi doit être la même pour tous les VC ou QC d'une même station sinon le modèle convergent n'est pas envisageable. Les paramètres de position et d'échelle sont homothétiques et le paramètre de forme est le même pour l'ensemble des distributions. Même si la loi exponentielle est préférable pour des raisons de robustesse, et même si la courbure d'un ajustement n'influence guère les quantiles fréquents, il apparaît intéressant de vérifier si une loi de Pareto Généralisée (GP) ne serait pas plus adaptée pour le modèle QdF convergent.

Pour effectuer la vérification, la loi *GP* a été ajustée sur les échantillons sup-seuils correspondant aux six durées pour chaque station. Le calage de la loi a été effectué sur les six échantillons selon trois méthodes : par maximum de vraisemblance, selon la méthode des moments et selon la méthode des moments pondérés non biaisés. Pour chaque méthode, l'intervalle de confiance à 95% du paramètre de forme est déduit. Si la valeur 0 est comprise dans cet intervalle, la loi exponentielle est considérée comme justifiée ; sinon c'est la loi *GP* qui prévaut, bornée ou non, selon le signe du paramètre de forme. Le but de cette analyse est ensuite d'identifier le nombre de stations pour lesquelles la loi majoritaire sur les six durées était la loi exponentielle, la loi *GP* bornée ou la loi *GP* non bornée mais aussi le nombre de stations pour lesquelles la loi était la même pour toutes les durées. En cas « d'égalité » (par exemple, trois durées pour la loi exponentielle et trois durées pour la loi *GP* bornée), c'est celle calée sur la durée la plus faible qui l'emporte. La répartition des résultats sur la France est visible en Figure 3-11.

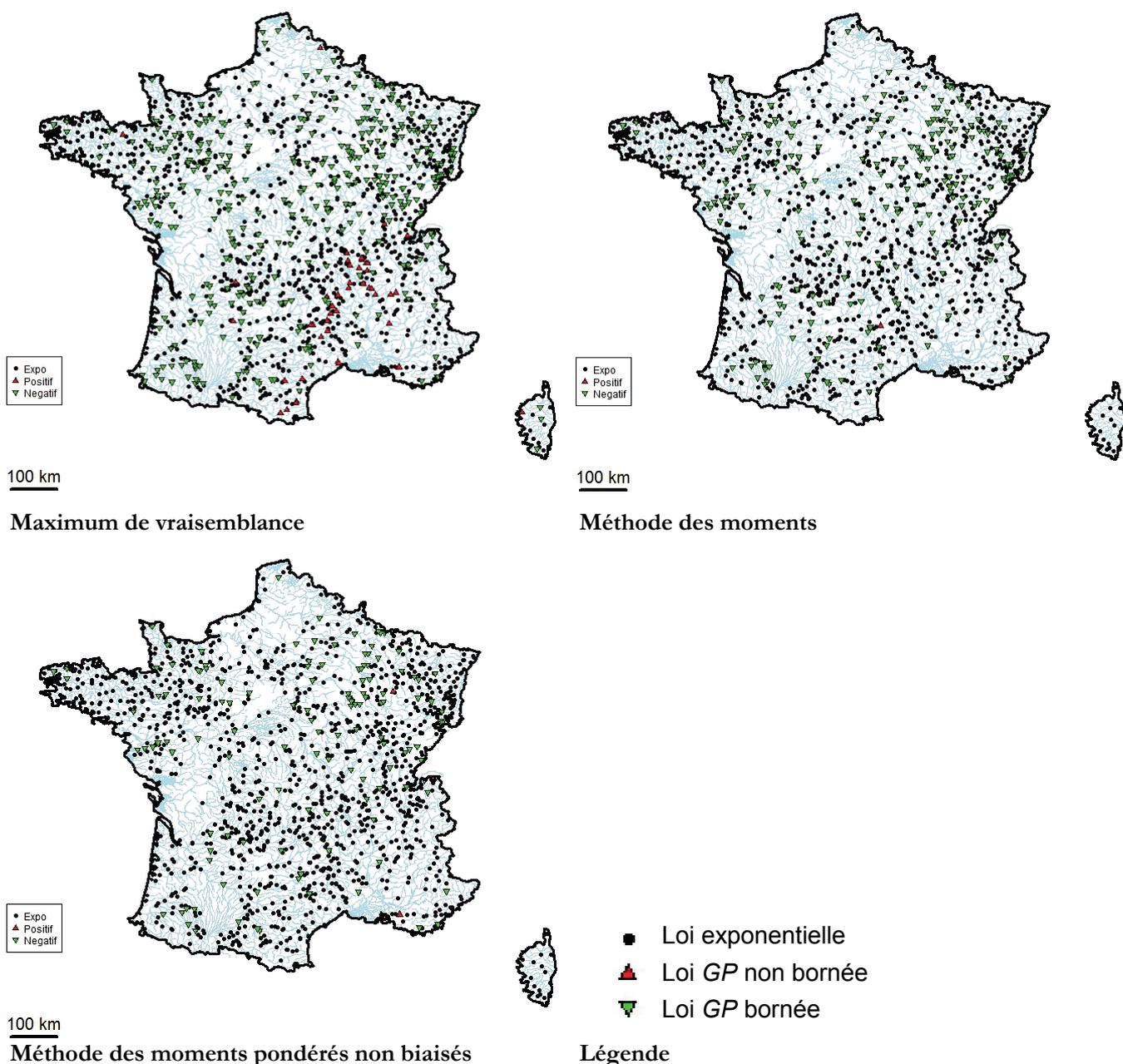


Figure 3-11 : Répartition de la loi majoritaire sur les stations suivant les méthodes d'ajustement.

Il est à noter que certains calculs n'ont pas convergé donc le nombre de stations n'est pas identique suivant les modalités d'ajustement.

Cette analyse révèle que la loi exponentielle est bien valide sur la majorité des stations avec :

- 90% de stations où la loi exponentielle est majoritaire, dont 68% sur toutes les durées, selon la méthode maximum de vraisemblance (1145 stations traitées) ;
- 84% de stations où la loi exponentielle est majoritaire, dont 71% sur toutes les durées, selon la méthode des moments (1342 stations traitées) ;
- 91% de stations où la loi exponentielle est majoritaire, dont 79% sur toutes les durées, selon la méthode des moments pondérés non biaisés (1412 stations traitées).

Nous privilégierons la loi exponentielle dans la suite.

3.2.3. Identification des stations discordantes au sens des L -moments

La procédure considérée est basée sur celle utilisée par Cipriani *et al.* (2012). Il s'agit de se baser sur les L -moments (Hosking et Wallis, 1997) afin d'identifier des distributions atypiques par rapport à celles observées sur l'ensemble des stations. Cette méthode, simple à mettre en œuvre, sera utilisée pour tester les échantillons des débits de pointe extraits par valeur supérieure à un seuil pour une station donnée.

Chaque échantillon de n valeurs est ordonné par valeurs croissantes : $x_{1:n} \leq x_{2:n} \leq \dots \leq x_{n:n}$. Il est alors possible d'exprimer un estimateur des moments pondérés d'ordre r (Landwehr *et al.*, 1979):

$$b_r = n^{-1} \binom{n-1}{r}^{-1} \sum_{j=r+1}^n \binom{j-1}{r} x_{j:n} \quad (3.16)$$

et les L -moments empiriques sont définis par :

$$l_1 = b_0 \quad (3.17)$$

$$l_2 = 2b_1 - b_0$$

$$l_3 = 6b_2 - 6b_1 + b_0$$

$$l_4 = 20b_3 - 30b_2 + 12b_1 - b_0$$

Cela permet alors de calculer les coefficients empiriques basés sur les L -moments :

$$t_r = \frac{l_r}{l_2} \quad (3.18)$$

En particulier, les coefficients t_3 et t_4 sont, respectivement, le coefficient d'asymétrie (*skewness*) et le coefficient d'aplatissement (*kurtosis*) au sens des L -moments. Un coefficient de variation des L -moments empiriques est également défini :

$$t_r = \frac{l_2}{l_1} \quad (3.19)$$

La théorie des *L-moments* propose alors un critère de détection de la discordance d'un échantillon par rapport à un groupe d'échantillon. Il s'agit de considérer l'ensemble des coefficients de *L-moments* (t , t_3 et t_4) dans un espace tridimensionnel définissant ainsi un nuage de points. Les points réputés discordants sont ceux qui « s'éloignent » du centre du nuage, réputé représenter le comportement moyen de stations. Il s'agit de ceux se situant à l'extérieur d'une ellipse ajustée au nuage de points. En pratique, un indicateur de discordance, noté D est utilisé.

Les coefficients t , t_3 et t_4 sont calculés pour les N stations de l'échantillon. Pour chaque site i , il est alors possible de définir le vecteur $u_i = [t^{(i)} \ t_3^{(i)} \ t_4^{(i)}]$. La moyenne du groupe des N stations est définie par :

$$\bar{u} = N^{-1} \sum_{i=1}^N u_i \quad (3.20)$$

La matrice de la somme des produits croisés est alors définie par :

$$A = \sum_{i=1}^N (u_i - \bar{u})(u_i - \bar{u})^T \quad (3.21)$$

où T désigne la transposée d'un vecteur ou d'une matrice.

La mesure de la discordance pour l'échantillon de la station i s'exprime par :

$$D_i = \frac{N}{3} (u_i - \bar{u})^T A^{-1} (u_i - \bar{u}) \quad (3.22)$$

Selon Hosking et Wallis (1997), une station i doit être considérée comme discordante par rapport au reste de l'échantillon si $D_i \geq 3$. Il est nécessaire d'expertiser ensuite les stations identifiées (Figure 3-12). Cet indicateur doit par ailleurs être manipulé avec prudence, en prenant en compte les particularités locales (karsts, régimes cévenols, etc.), car une station est jugée atypique en comparaison avec les autres stations du territoire français (Cipriani *et al.*, 2012).

C'est pourquoi, une expertise multicritères, similaire à celle mise en œuvre au chapitre précédent, a été menée. De même que précédemment, une option de « *conservation sous réserve* » permet de remettre à plus tard (selon d'autres types d'expertise) le rejet ou non de la station, tout en l'identifiant comme particulière ; elle concerne les cas où il est difficile de trancher. L'Annexe IV décrit quelques stations détectées ainsi que l'expertise menée sur chaque station incriminée. A l'issue de cette étape, 80 stations discordantes au sens des *L-moments* ont été détectées, parmi lesquelles **36 ont été éliminées** et 18 ont été conservées sous réserve.

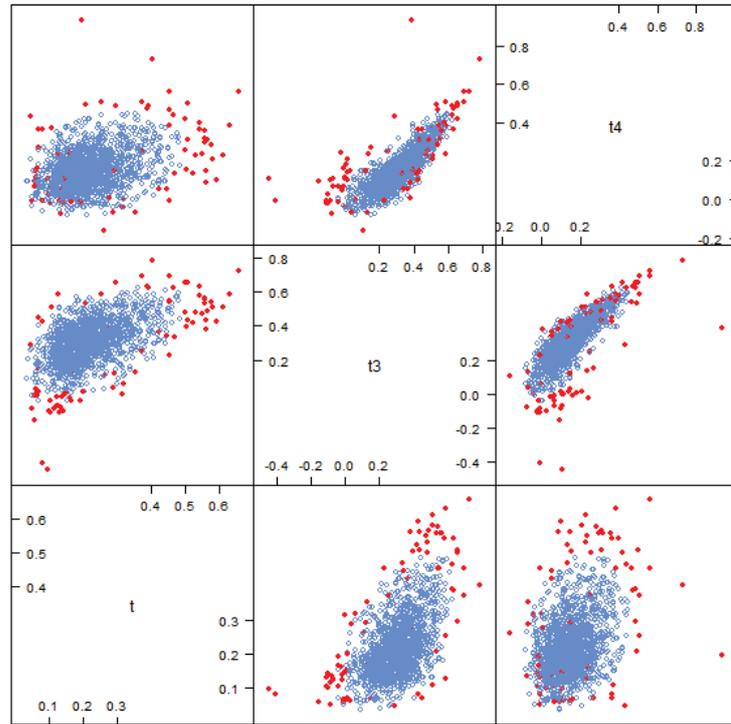


Figure 3-12 : Matrice de nuages de points, coefficients de L-moments (coefficient de variation t , coefficient d'asymétrie t_3 , coefficient d'aplatissement t_4) pour les 1581 stations de l'échantillon. En rouge les stations pour lesquelles l'indicateur de discordance D_i est supérieur à 3.

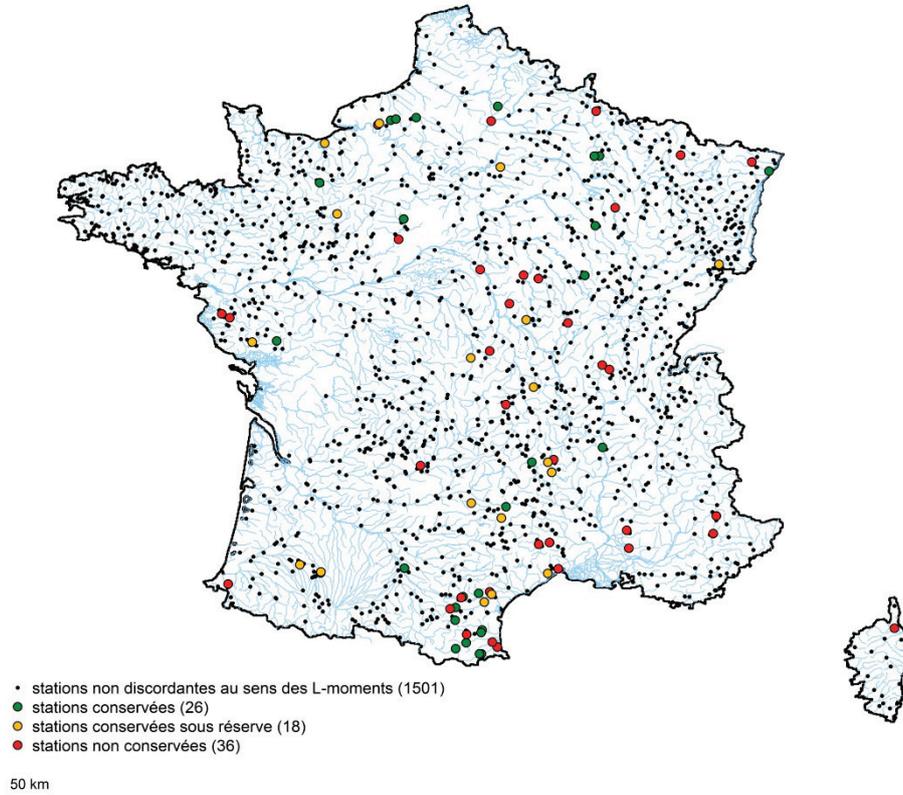


Figure 3-13 : Localisation des stations hydrométriques stationnaires, conservées, conservées « sous réserve » et non conservées, après analyse des L-moments.

3.2.4. Analyse visuelle des ajustements QdF convergents

Un examen visuel des courbes du modèle QdF convergent est mené afin de repérer des modélisations présentant des ajustements médiocres. Il s'agit par exemple, des problèmes de convergence aux faibles périodes de retour, de valeurs irréalistes mais aussi d'effets « de seuil » avec des cassures de la courbe des distributions des VC (cf. Figure 3-14). Une brève expertise est alors engagée si la forme de l'ajustement est liée à des problèmes de qualité de la donnée ou à une forme particulière de la distribution.

Pour cela, l'occurrence du code S sur la chronique est comptabilisée. Comme vu au chapitre précédent (2.2.), ce code de validité de la Banque *HYDRO* identifie une valeur inconnue forte dans la chronique. La redondance de ce code dans la chronique signifie que la station présente des défauts d'enregistrement des valeurs de pics de crue et peut expliquer l'origine de l'allure « plafonnée » des courbes de distribution. Afin d'éviter de compter plusieurs fois un code S pour un même épisode de crue, il est décidé de mettre en place une tolérance via un temps d'espacement de 30 jours entre chaque comptage. Au-delà d'un score de trois codes S , *i.e.* si au moins trois épisodes distincts présentent un code S , la station est rejetée. Lorsque moins de trois codes S sont recensés, une vérification sur les tests précédents et des métadonnées de la station est engagée. S'il s'agit d'une station conservée « sous réserve » ou si les métadonnées témoignent de défauts d'enregistrement, la station est supprimée de l'échantillon.

La Figure 3-14 expose deux cas de mauvais ajustements rencontrés. Dans le cas de l'Epte à Gournay-en-Bray, l'ajustement présente un effet de seuil considérable. Le code S est comptabilisé moins de trois fois mais la station avait déjà été identifiée précédemment par le test de rupture et conservée « sous réserve ». Elle est donc éliminée de l'échantillon. Le Layon à St-Georges-du-Layon présente aussi un ajustement médiocre et l'effet de « seuil » est visible. Le code S est ici comptabilisé plus de trois fois et cette station est également supprimée. Au final, cette analyse visuelle conduit à **supprimer 140 stations** de l'échantillon.

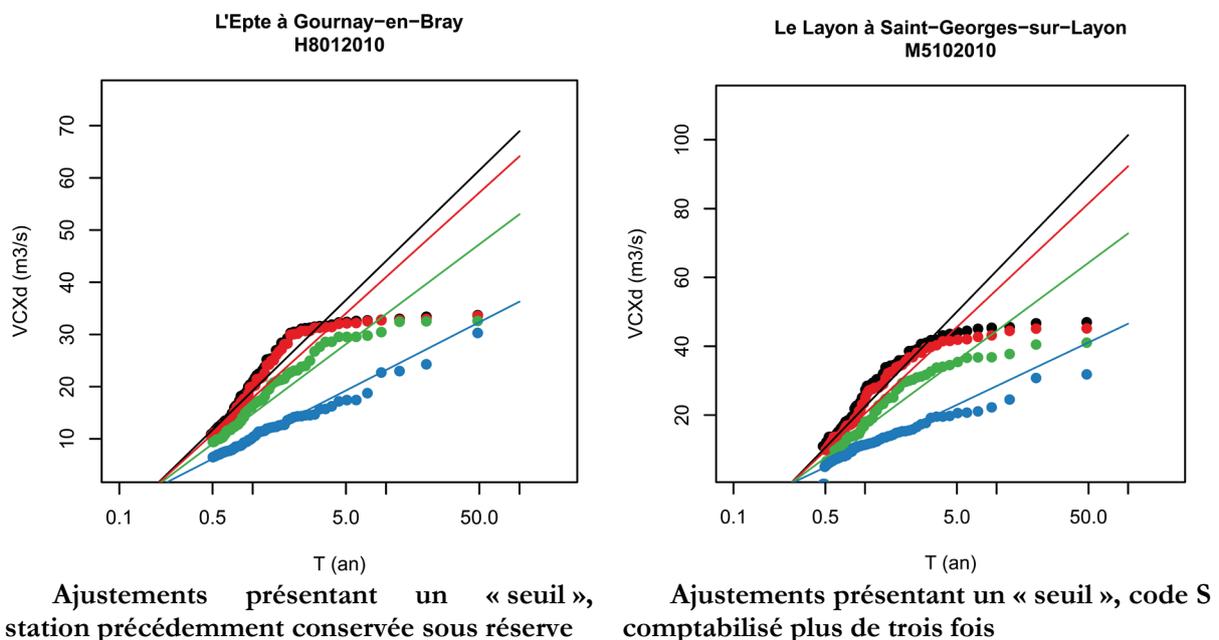


Figure 3-14 : « Effets de seuil » sur des courbes du modèle QdF convergent des débits moyens $VC(d, T)$.

pour les durées $d_i = \{0, \frac{Dc}{4}, Dc, 3Dc\}$ avec $Dc = 2.38$ jours pour l'Epte à Gournay-en-Bray (H8012010) et avec $Dc = 1.83$ jours pour le Layon à St-Georges-sur-Layon (M5102010).

3.3. Description de l'échantillon final

3.3.1. Représentativité des stations sélectionnées

L'échantillon final comporte **1405 stations** sur le territoire de la France métropolitaine, Corse incluse (cf. Annexe V). La Figure 3-15 permet de localiser les stations et les contours des bassins versants drainés. La superficie couverte par l'échantillon (hors bassins versants emboîtés) s'élève à 71% de la surface du territoire étudié, pour une densité spatiale de 1 station pour 391 km². De manière générale, la zone d'étude fait l'objet d'une couverture homogène et suffisante. Néanmoins, certaines zones demeurent faiblement représentées par l'échantillon comme la Charente et le Marais Poitevin dont les secteurs sont pauvrement dotés en stations hydrologiques, mais également les cours d'eau frontaliers du Nord de la France et certains cours d'eau méditerranéens. Par ailleurs, les parties aval de la Garonne, de la Loire et de la Seine ainsi que les bassins de l'Isère, du Rhône et de la Durance sont absentes de la sélection finale. Cela s'explique par le grand nombre d'aménagements hydrauliques (barrages, bassins de rétention, etc.) disséminés le long du cours de ces fleuves et grandes rivières.

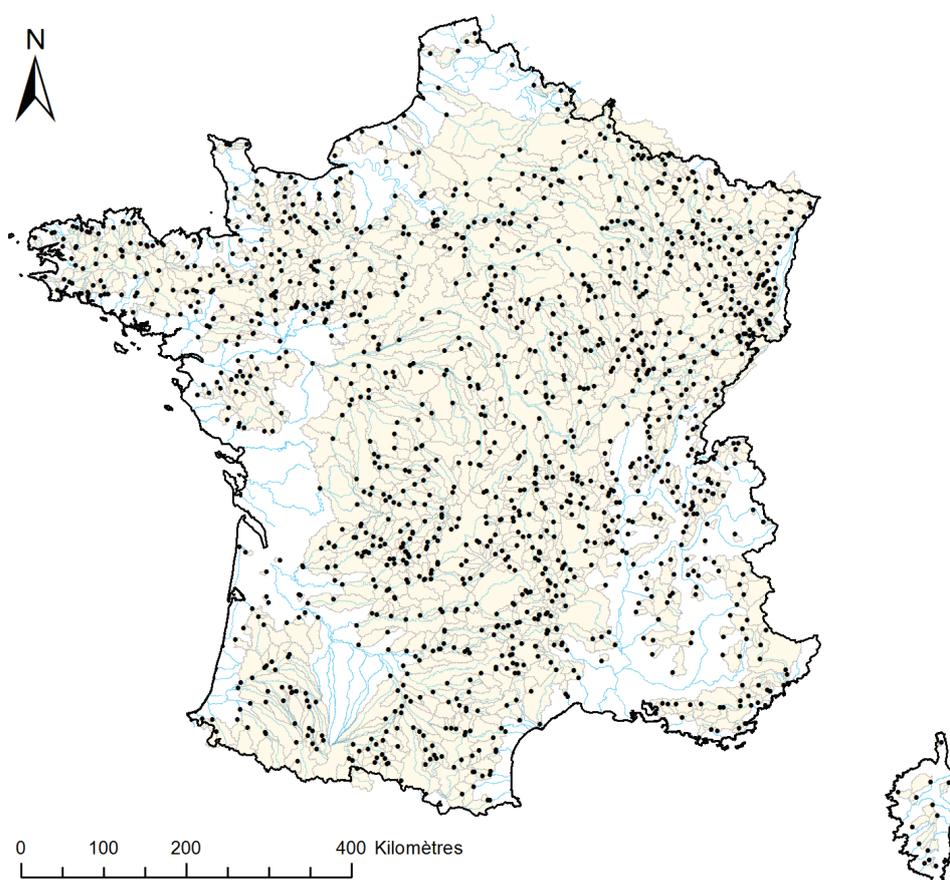


Figure 3-15 : Localisation des bassins de l'échantillon final de 1405 stations.

Du point de vue des superficies drainées, les bassins versants de taille moyenne (entre 50 et 500 km²) sont les plus représentatifs, avec une proportion de près de 60% des stations de l'échantillon (Figure 3-16). La gamme de surfaces comprises entre 500 et 5000 km² est relativement bien représentée avec 23% des stations de l'effectif total. En revanche, les petits bassins versants ($S < 50$ km²) figurent en proportion réduite (15%), en partie à cause du choix d'exclusion des superficies inférieures à 8 km² (cf. chapitre précédent). Enfin, la représentativité des très grands bassins ($S > 5000$ km²) s'avère très faible, avec moins de 4% de l'effectif total. La plupart de ces grands cours d'eau sont en effet fortement anthropisés et ont été exclus dès la sélection initiale.

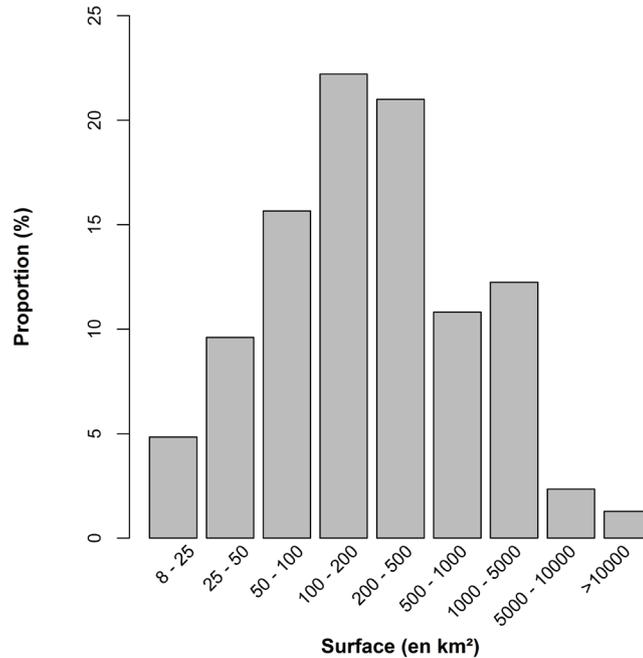


Figure 3-16 : Proportion de superficies drainées dans l'échantillon final de 1405 stations.

3.3.2. Estimation de l'erreur de lissage du modèle QdF convergent

Comme vu au 3.1.2.3, les trois paramètres \mathbf{x}_0 , \mathbf{a} et $\mathbf{\Delta}$ permettent de décrire le régime des crues fréquentes. En revanche, il n'est pas vraiment approprié de définir des erreurs sur ces paramètres car ceux-ci sont définis lors de l'étape de calage modèle QdF convergent. Ils sont en effet déterminés par l'ensemble des $VC(d, T)$ sur l'ensemble des durées étudiées et de fait ne correspondent pas à un échantillon réel de points. Les erreurs liées au modèle QdF convergent ont donc été estimées sur l'ensemble des six durées étudiées pour trois périodes de retour $T = 1 \text{ an}$, $T = 2 \text{ ans}$ et $T = 5 \text{ ans}$. Elles représentent l'écart entre les quantiles estimés pour chaque ajustement individuel et les quantiles estimés par le modèle convergent. La Figure 3-17 permet d'examiner les boxplots des erreurs quadratiques absolues sur les six durées. De manière générale, les erreurs du modèle QdF convergent demeurent assez faibles et augmentent avec la période de retour. Les erreurs sont minimales pour les durées inférieures à la durée caractéristique Dc , avec 75% des valeurs d'erreurs quadratiques relatives inférieures à 5% pour les trois périodes de retour. A partir de $\frac{Dc}{2}$, les valeurs extrêmes deviennent plus élevées mais cette observation reste à nuancer car 90% des valeurs sont inférieures à 15%. Les erreurs ont tendance à augmenter sur les durées plus fortes ($Dc, 3Dc$) avec des erreurs maximales particulièrement élevées. Pour les périodes de retour 1 et 2 ans, les erreurs relatives restent acceptables avec 90% de valeurs inférieures à 15%. En revanche, pour la période de retour 5 ans, 90% des erreurs sont inférieures à 25%. La Figure 3-18 et la Figure 3-19 permettent de localiser les erreurs du modèle QdF convergent aux sites de mesures pour les VC pour $d = 0$ et $d = Dc$. Globalement les erreurs absolues demeurent faibles sur le territoire français avec des valeurs souvent inférieures à 10 l/s/km². Certains secteurs se démarquent avec des scores plus élevés. Ceux-ci sont situés en zones montagneuses (Massif central, Pyrénées, Vosges, Ardennes et Alpes) mais aussi sur le pourtour méditerranéen et la Corse. Ces valeurs plus fortes peuvent trouver une origine dans des comportements atypiques difficiles à décrire, comme pour la plupart des cours d'eau méditerranéens, liés à des pluviométries parfois exceptionnelles. Par ailleurs, le suivi des mesures en stations en zones montagneuses est plus délicat, en raison des conditions climatiques (gel, intensité des précipitations de montagne et/ou des débits) et de la forte mobilité des lits torrentiels qui peuvent biaiser les résultats voire détruire les stations.

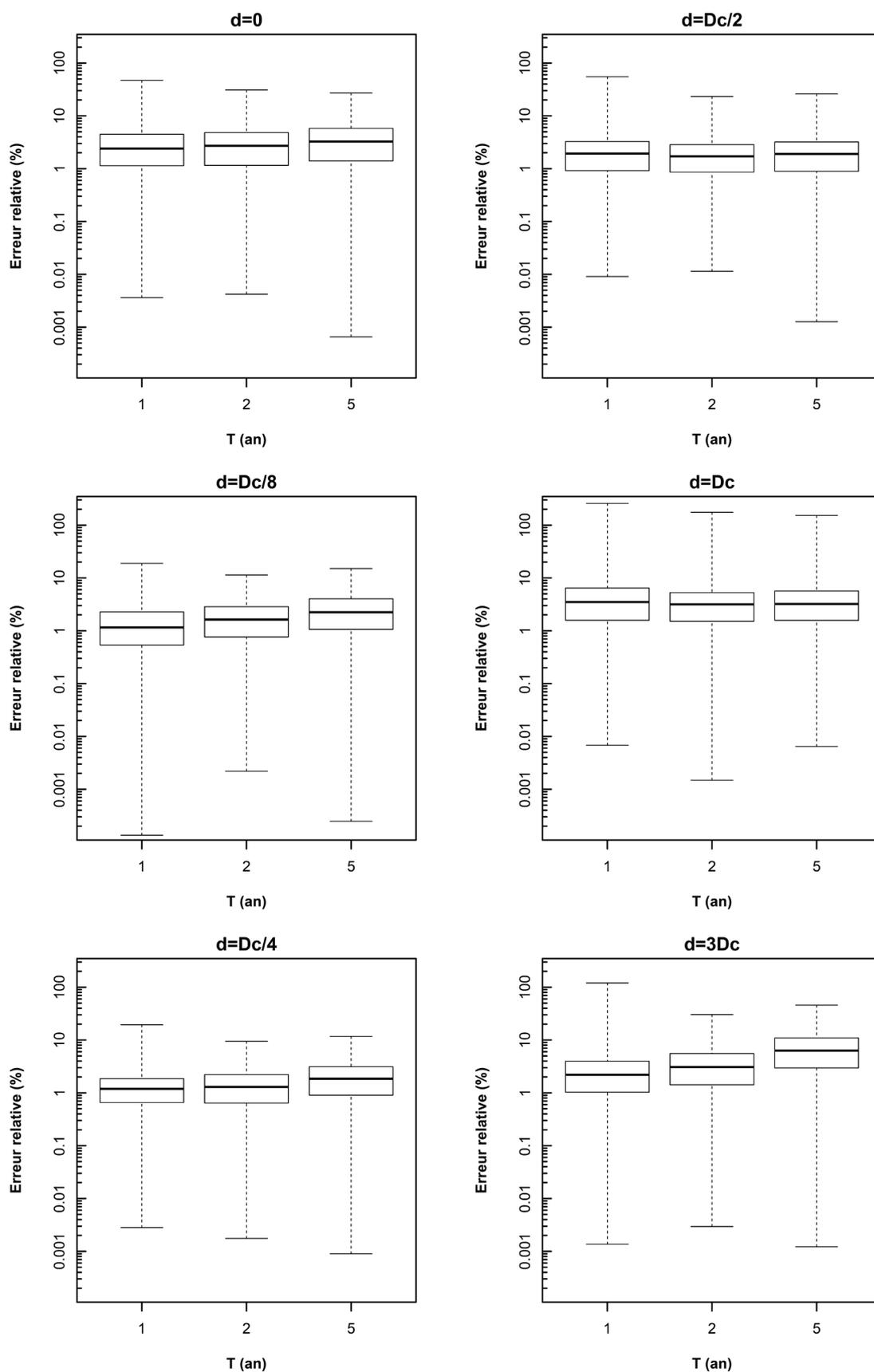
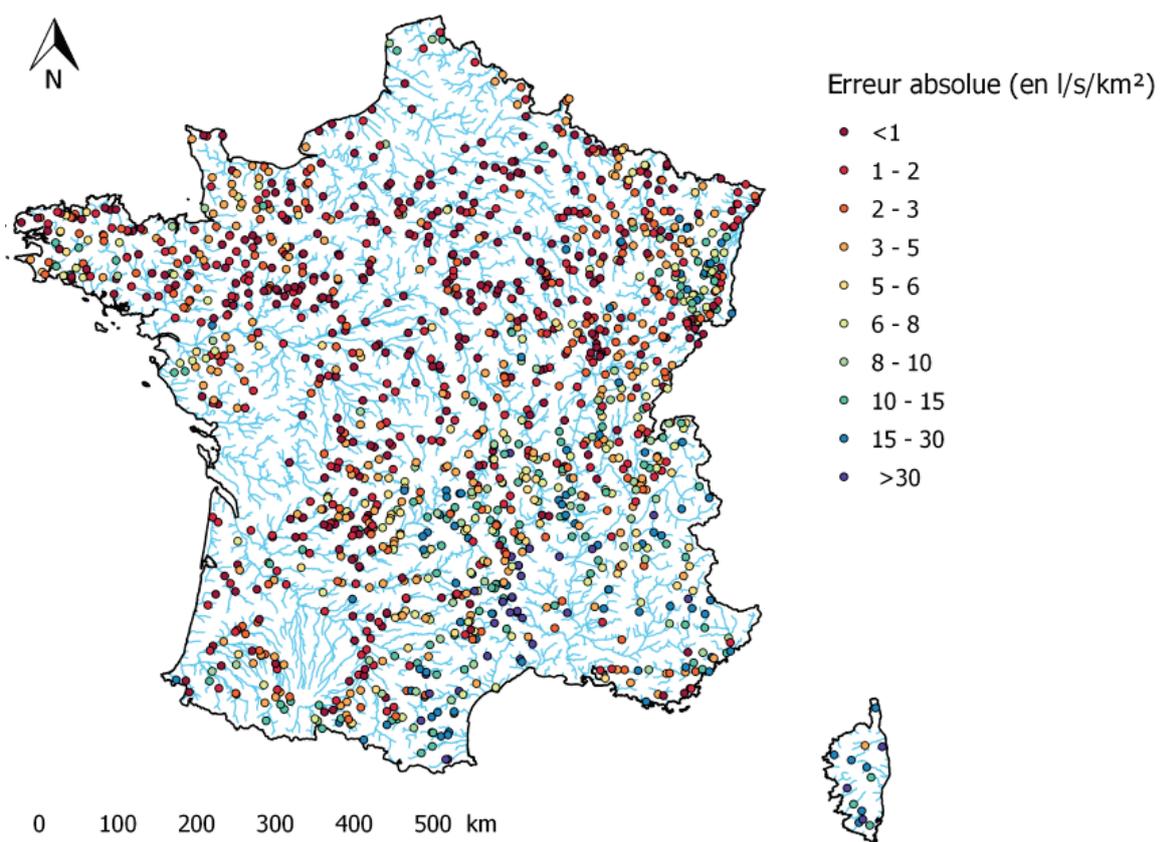
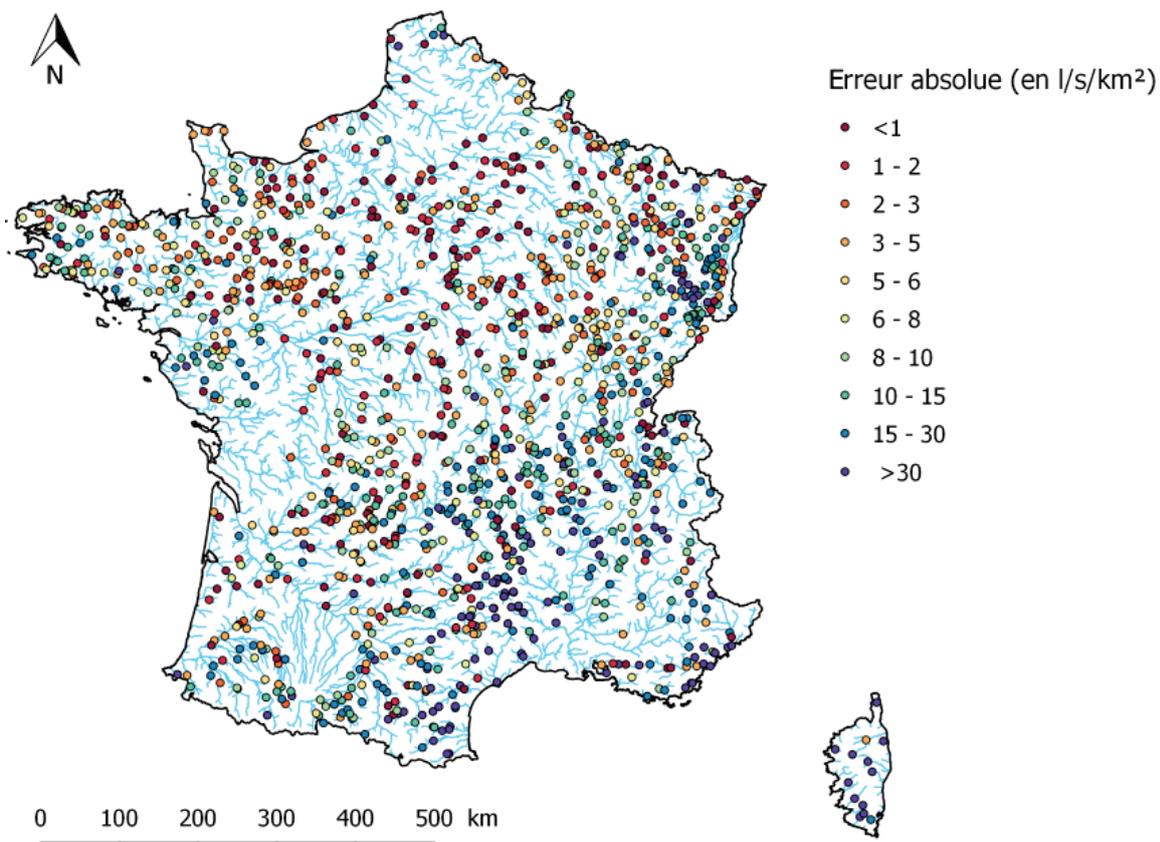


Figure 3-17 : Erreurs quadratiques relatives (en %) sur les $VC(d, T)$ pour les six durées $\{0, \frac{Dc}{8}, \frac{Dc}{4}, \frac{Dc}{2}, Dc, 3Dc\}$.

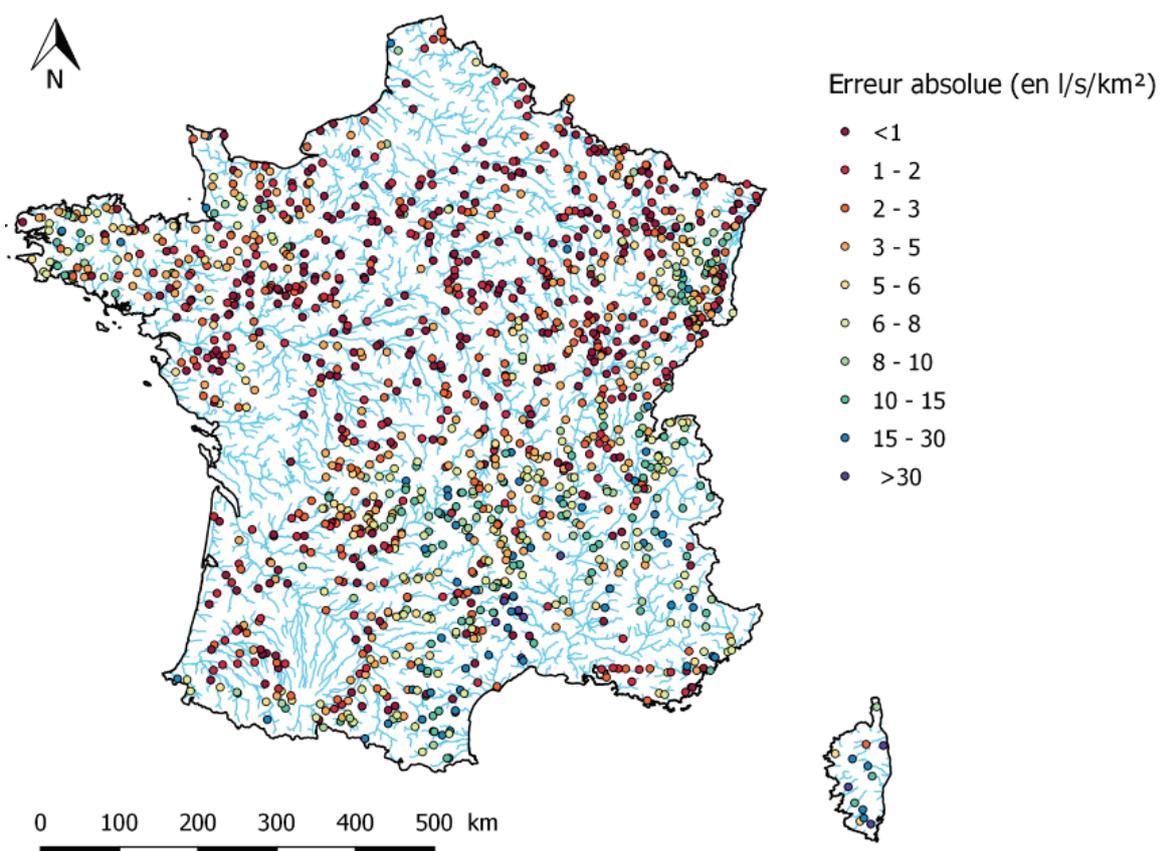


$T = 1 \text{ an}$

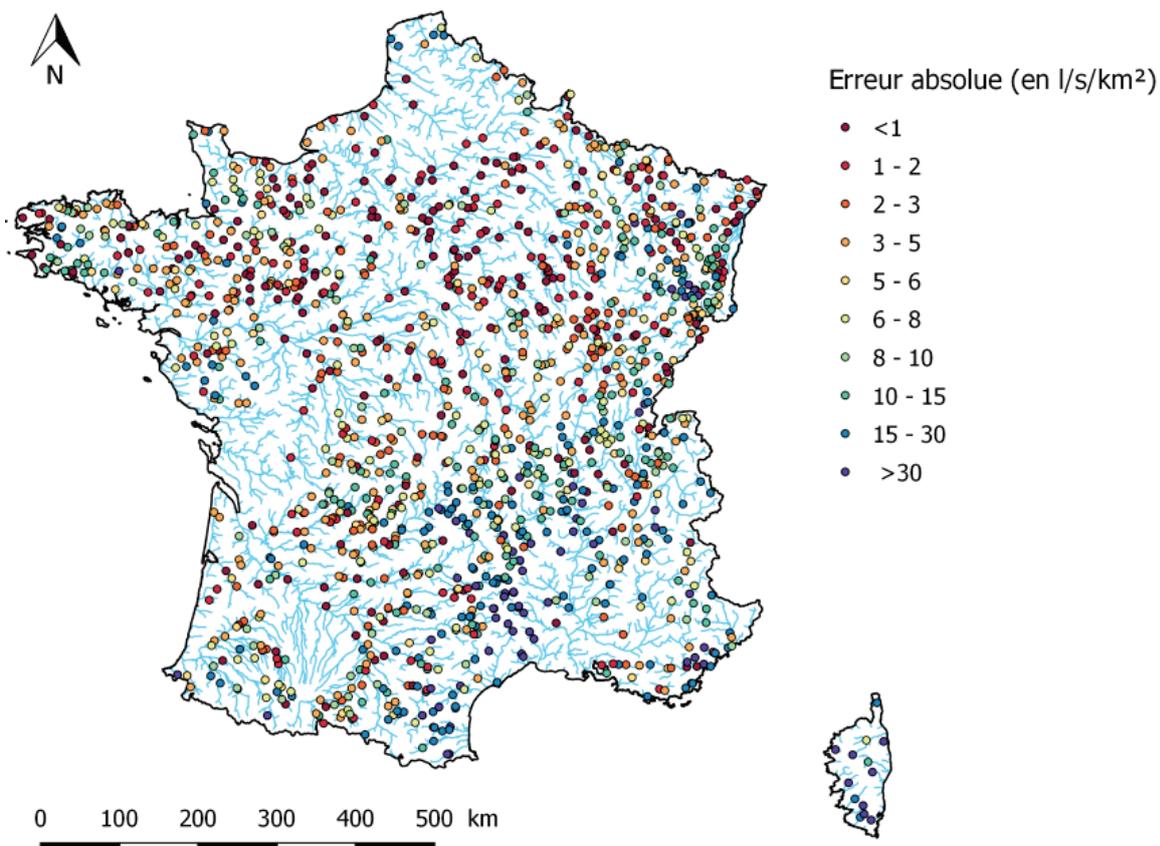


$T = 5 \text{ ans}$

Figure 3-18 : Erreurs quadratiques absolues (en l/s/km²) sur les VC(0,T).



T = 1 an



T = 5 ans

Figure 3-19 : Erreurs quadratiques absolues (en l/s/km²) sur les VC(Dc, T).

3.3.3. Cartographies des paramètres QdF en sites jaugés

La Figure 3-21 fournit les valeurs des trois paramètres x_0 , a et Δ sur l'ensemble des 1405 stations retenues. Le gradex a et le paramètre de position x_0 montrent un schéma de répartition similaire avec des valeurs maximales se détachant distinctement sur le pourtour méditerranéen et les zones de montagne. Des valeurs hautes témoignent également de l'influence océanique sur les côtes normandes et bretonnes, ainsi que sur le Marais Poitevin. Les zones de plaine aux faibles pentes et aux précipitations modérées se distinguent également par des valeurs de x_0 et de a plus faibles (bassins de la Seine et de la Loire par exemple).

Les valeurs du paramètre Δ affichent une certaine logique dans leur répartition. On retrouve les bassins versants aux temps de réponse courts sur les zones de montagne et le pourtour méditerranéen. Les valeurs fortes sont affichées de manière logique sur les secteurs où le soutien de nappe est important, comme le bassin parisien, ou sur les grands fleuves aux dynamiques plus lentes. Les têtes de bassin affichent des valeurs faibles de Δ , liées à leurs durées caractéristiques courtes en raison de leurs pentes plutôt marquées sur une faible superficie.

La relation entre Δ et D_c est par ailleurs réévaluée sur l'échantillon des 1405 stations en Figure 3-20. La pente calculée reste dans les mêmes ordres de grandeur que pour les relations mises en évidence par les travaux précédents avec la durée de Socose (Javelle, 2001; Sauquet *et al.*, 2003; Sauquet, 2013), à savoir des valeurs comprises entre 3 et 4. Le coefficient de détermination reste acceptable mais demeure plus faible que pour les précédentes relations où il est compris entre 0.79 et 0.85, sans doute en raison d'une plus forte hétérogénéité dans l'échantillon de stations représentées.

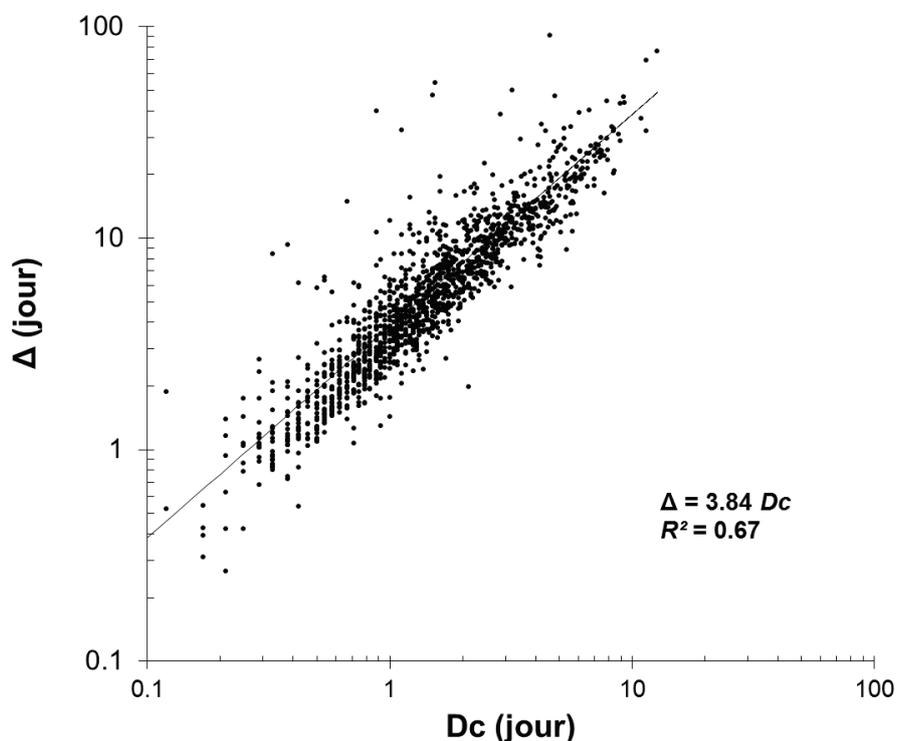


Figure 3-20 : Relation entre le paramètre Δ et la durée caractéristique D_c (calculée sur les débits privés de la composante souterraine).

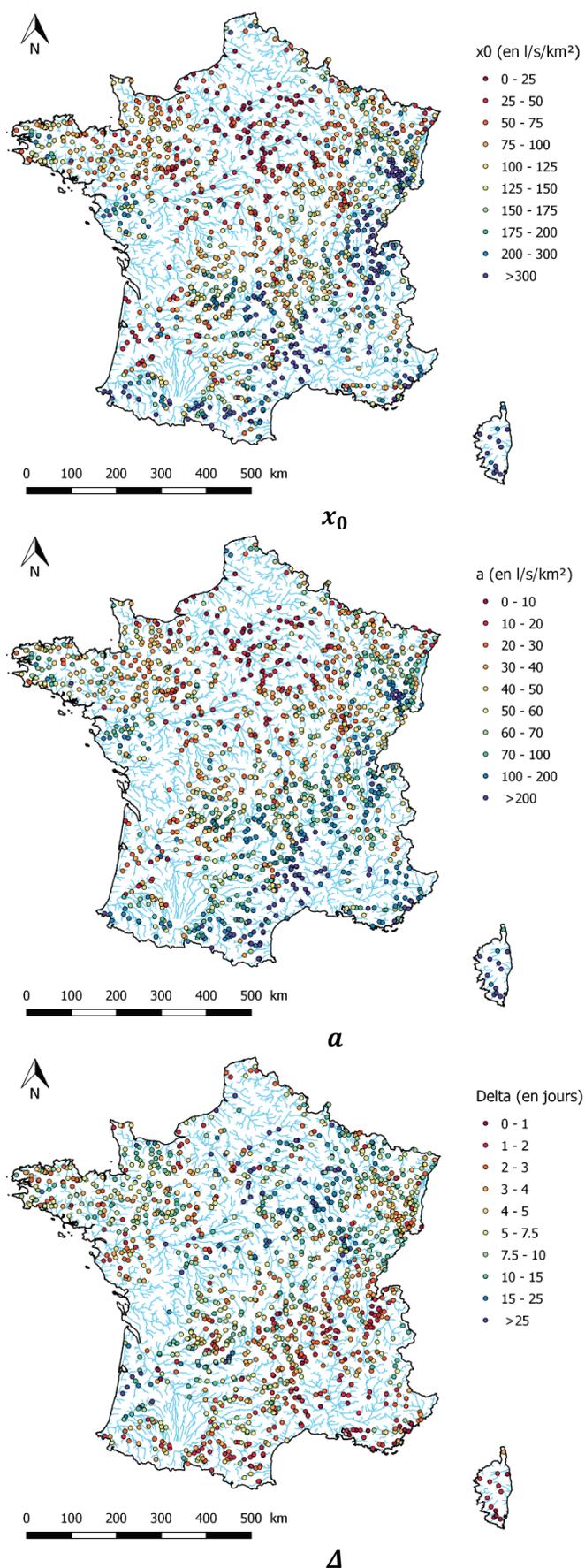


Figure 3-21 : Valeurs des paramètres du modèle QdF convergent aux 1405 stations de l'échantillon.

3.4. Synthèse

Pour décrire le régime des hautes eaux, le choix s'est porté sur une analyse multi-durées des courbes QdF , méthode appropriée pour décrire les événements en termes de pics et de volumes. En raison des avantages et des simplifications qu'il apporte, une déclinaison a été préférée : le modèle QdF convergent (Javelle, 2001). Les débits moyens VC ont été calculés sur la base de six durées d_i multiples de la durée caractéristique Dc et compatibles avec la dynamique de chaque bassin : $d_i = \{0, \frac{Dc}{8}, \frac{Dc}{4}, \frac{Dc}{2}, Dc, 3Dc\}$. Ainsi, pour chaque durée, une procédure d'extraction des pics de crue par valeurs supérieures à un seuil a été mise en œuvre sur l'échantillon. Concernant l'ajustement statistique, la loi exponentielle a été choisie pour des raisons de simplicité et de robustesse par rapport à la distribution de Pareto. Ces choix analytiques permettent de résumer le régime des crues fréquentes à trois paramètres pour chaque bassin versant : les paramètres de la distribution exponentielle \mathbf{x}_0 et \mathbf{a} , et celui du modèle QdF convergent $\mathbf{\Delta}$.

Afin d'expertiser les 1581 stations retenues à l'issue du chapitre précédent, des tests statistiques et des contrôles finaux ont été mis en œuvre sur la base de l'échantillonnage sup-seuil réalisé et des modélisations QdF . L'objectif de ces tests et expertises était d'écarter les stations identifiées et présentant des défauts (d'enregistrement par exemple) que les contrôles précédents n'auraient pas pu détecter. Un premier test statistique (Cunnane, 1979) a été mis en œuvre sur l'échantillon sup-seuil afin de valider les caractères d'indépendance des épisodes, de stationnarité du processus d'occurrence des événements extrêmes et d'adéquation du nombre d'épisodes à la loi de Poisson. Le choix d'un ajustement à la loi exponentielle plutôt qu'une loi de Pareto pour les six échantillons sélectionnés a également été contrôlé. Une analyse de la discordance au sens des *L-moments* (Hosking et Wallis, 1997) a par la suite été engagée afin d'identifier des distributions atypiques par rapport à celles observées sur l'ensemble des stations. Enfin un examen visuel des courbes du modèle QdF convergent a été mené afin de repérer des défauts d'ajustement dans les modélisations liés à des problèmes de qualité de la donnée.

A l'issue de cette dernière expertise, un échantillon final de **1405 stations** a été formé afin de caractériser le régime des crues fréquentes. Pour chacune des stations, les trois paramètres \mathbf{x}_0 , \mathbf{a} et $\mathbf{\Delta}$ permettent de caractériser le régime des crues fréquentes propre au bassin versant. L'étape suivante consiste à estimer ces trois paramètres en tout point du réseau hydrographique de la zone d'étude.

Références bibliographiques

- Ben-Zvi, A. and Azmon, B., 2010, Direct relationships of discharges to the mean and standard deviation of the intervals between their exceedences. *Hydrological Sciences Journal* 55(4), pp. 565-577.
- Cipriani, T., Toilliez, T. and Sauquet, E., 2012, Estimation régionale des débits décennaux et durées caractéristiques de crue en France. *La Houille Blanche* (4-5), pp. 5-13.
- CTGREF, 1980, Estimation du débit de crue décennal sur un bassin versant non jaugeé : la méthode CRUPEDIX. *Informations techniques du CTGREF* 40(3), pp. 1-4.
- Cunnane, C., 1979, A note on the Poisson assumption in partial duration series models. *Water Resources Research* 15(2), pp. 489-494.
- Galéa, G. and Prudhomme, C., 1997, Notions de base et concepts utiles pour la compréhension de la modélisation synthétique des régimes de crue des bassins versants au sens des modèles QdF. *Revue des Sciences de l'Eau* (1), pp. 83-101.
- Garavaglia, F., 2011, Méthode SCHADEX de prédétermination des crues extrêmes. Thèse de doctorat Sciences de l'Univers et de l'Environnement, Université de Grenoble, p. 416.
- Grisollet, H., Guilmet, B. and Arlery, R., 1962, *Climatologie-méthodes et pratiques*. Gauthier-Villars, Paris.
- Hosking, J.R. and Wallis, J.R., 1997, *Regional frequency analysis: an approach based on L-moments*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Javelle, P., 2001, *Caractérisation du régime des crues : le modèle débit-durée-fréquence convergent. Approche locale et régionale*. Thèse de doctorat Mécanique de milieux géophysiques et environnement, Institut national polytechnique de Grenoble, p. 268.
- Javelle, P., Ouarda, T., Lang, M., Bobee, B., Galea, G. and Gresillon, J.M., 2002, Development of regional flood-duration-frequency curves based on the index-flood method. *Journal of Hydrology* 258(1-4), pp. 249-259.
- Koutsoyiannis, D., Kozonis, D. and Manetas, A., 1998, A mathematical framework for studying rainfall intensity-duration-frequency relationships. *Journal of Hydrology* 206(1), pp. 118-135.
- Landwehr, J.M., Matalas, N.C. and Wallis, J.R., 1979, Probability weighted moments compared with some traditional techniques in estimating Gumbel Parameters and quantiles. *Water Resources Research* 15(5), pp. 1055-1064.
- Lang, M., 1995, *Les chroniques en hydrologie : modélisation comparée par un système de gestion de bases de données relationnel et orienté-objet, traitement de base et intervalles de confiance des quantiles de crues, techniques d'échantillonnage par la méthode du renouvellement*. Thèse de doctorat Mécanique, Université Joseph Fourier Grenoble, p. 296.
- Lang, M., J., L., HHLY, C.L. and CHAX, C.A.E.P., 2007, *Estimation de la crue centennale pour les plans de prévention des risques d'inondations*. Editions Quae, Paris, France.
- Lang, M., Ouarda, T. and Bobee, B., 1999, Towards operational guidelines for over-threshold modeling. *Journal of Hydrology* 225(3-4), pp. 103-117.
- Madsen, H., Rasmussen, P.F. and Rosbjerg, D., 1997, Comparison of annual maximum series and partial duration series methods for modeling extreme hydrologic events .1. At-site modeling. *Water Resources Research* 33(4), pp. 747-757.
- Meunier, M., 2001, Regional flow–duration–frequency model for the tropical island of Martinique. *Journal of Hydrology* 247(1–2), pp. 31-53.
- NERC, 1975, Estimation of flood volumes over different durations, *Flood Study Report*, Vol. 1, Chap. 5. Report, pp. 243-264
- Oberlin, G., 1988, *Inondabilité, comment intégrer les notions de durée*, 25ème anniv. de l'Orgeval, Cemagref, Paris.

- Sauquet, E., 2013, Analyse des régimes hydrologiques : quels apports à la gestion de l'eau ? Habilitation à Diriger les Recherches, Université de Grenoble, p. 228.
- Sauquet, E., Javelle, P. and Le Clerc, S., 2003, Description des régimes hydrologiques des hautes-eaux : nouvelle formulation pour l'analyse en débit-durée-fréquence et applications en ingénierie. *Ingénieries - E A T* (34), pp. 3 - 15.
- Sauquet, E., Ramos, M.-H., Chapel, L. and Bernardara, P., 2008, Streamflow scaling properties: investigating characteristic scales from different statistical approaches. *Hydrological Processes* 22(17), pp. 3462-3475.
- Tallaksen, L.M. and Lanen, H.A.J.v., 2004, Hydrological drought : processes and estimation methods for streamflow and groundwater. Elsevier, Amsterdam; Boston.
- Todorovic, P., 1978, Stochastic models of floods. *Water Resources Research* 14(2), pp. 345-356.

Chapitre 4. Estimations en sites non jaugés par régionalisation : état de l'art

Ce chapitre explicite différentes techniques de régionalisation permettant d'estimer les variables hydrologiques relatives aux crues, comme les quantiles de débit, sur des bassins versants non jaugés. Il est postulé que la connaissance hydrologique disponible aux stations hydrométriques est transférable ; la question est de savoir comment. C'est à la fois un problème de connaissance et de vision géographique du monde, mais aussi un problème pratique de première importance, puisque les questions hydrologiques se posent le plus souvent en des lieux ne coïncidant pas forcément avec celui de mesures. Plusieurs approches permettent d'estimer les statistiques hydrologiques aux sites non jaugés (e.g. Blöschl *et al.*, 2013; Hrachowitz *et al.*, 2013). Il s'agit notamment de techniques dites « de régionalisation », permettant de transférer l'information hydrologique portée par les bassins jaugés aux sites non jaugés (Blöschl et Sivapalan, 1995). De nombreux travaux y ont été consacrés ces dernières années, sous l'impulsion du programme scientifique international « Prediction in Ungauged Basins » (*PUB*) initié en 2003 (Sivapalan, 2003; Blöschl *et al.*, 2013; Hrachowitz *et al.*, 2013).

Usuellement, ce transfert s'effectue sur des bassins dits « similaires ». Cette similarité s'est déclinée sous plusieurs formes. Souvent, les hydrologues ont considéré que des bassins versants étaient similaires car ils étaient proches géographiquement ou avaient le même ordre de grandeur en superficie. Mais de nombreux autres critères de similarité ont été utilisés : géomorphologie, géologie, climat, etc. La première partie de ce chapitre propose une liste (non exhaustive) de ces critères de similarité.

Sur la base de ces critères, l'objectif est alors de constituer un groupe dit « homogène » de bassins versants, *i.e.* une région, pour le transfert de l'information hydrologique. Ces régions peuvent être définies de différentes manières et être contiguës (géographiques) ou non (typologiques). La section suivante de ce chapitre propose un état de l'art sur ces différentes techniques de regroupement des bassins versants et les critères sur lesquelles elles sont fondées.

Une fois ces regroupements opérés, l'hydrologue peut utiliser différentes techniques d'estimation. La dernière section de ce chapitre s'attache à détailler celles qui sont les plus fréquemment employées dans la littérature. L'approche la plus simple et couramment employée consiste à caler des régressions multiples sur la base de descripteurs physiques et/ou climatiques des bassins versants. D'autres méthodes sont également décrites, comme l'indice de crue et l'exploitation des chroniques courtes. Un point est également consacré aux méthodes d'interpolation, dont les approches géostatistiques.

Enfin, certaines limites dans la mise en œuvre de ces techniques sont abordées. La dernière section de ce chapitre détaillera les difficultés d'échantillonnage rencontrées lors de la régionalisation et plus particulièrement l'importance du recouvrement temporel des chroniques.

4.1. Les critères de similarité des crues

La régionalisation de l'information hydrologique, par exemple celle des descripteurs des régimes des crues, depuis des bassins versants jaugés vers des bassins versants non jaugés dépend de la notion de similarité. On peut notamment considérer similaires deux bassins versants dont les distributions des débits de pointe sont semblables. Cela s'explique en partie par une similarité des processus à l'origine des crues, détaillés au chapitre 1 (Blöschl *et al.*, 2013).

L'approche la plus basique consiste à prendre en compte la proximité géographique, ce qui revient à considérer que les bassins versants géographiquement proches se comportent de manière similaire (Merz et Blöschl, 2005). Le raisonnement est légitime lorsque les relations pluies-débit sont uniformes au sein d'une même région, ou varient de manière régulière dans l'espace. Bien que d'apparence assez simpliste, le critère de proximité géographique est éprouvé en termes de fiabilité sur divers territoires. Merz et Blöschl (2005) ont par exemple montré que la proximité spatiale était le meilleur critère de similarité du régime régional des crues, devant n'importe quelle autre caractéristique du bassin versant, dans une étude comparative en Autriche. En Australie, Bates *et al.* (1998) ont mis en évidence un certain degré de cohérence spatiale au sein de super-groupes, rassemblant des régions homogènes dont les sites présentaient des réponses de crue relativement similaires. Au Royaume-Uni, le critère de proximité géographique a également constitué un substitut utile lorsque les caractéristiques locales des bassins versants montrent leurs limites à expliquer les différences dans les distributions des fréquences des crues entre bassins versants (Kjeldsen et Jones, 2009; 2010). En pratique, il existe cependant d'autres critères permettant de tenir compte de manière plus détaillée des processus à l'origine des crues et des caractéristiques d'écoulement.

4.1.1. Similarité des débits

Deux bassins versants peuvent être hydrologiquement similaires et cependant montrer des distributions statistiques des débits de pointe différentes, en raison de différences de taille. La distribution des crues peut également être similaire en termes de forme mais pas en termes d'intensité. En analyse fréquentielle régionale, une manière d'estimer la similarité en tenant compte de ces différences consiste à utiliser un facteur d'échelle. Cette approche se base sur l'hypothèse que tous les sites à l'intérieur d'une région homogène présentent la même distribution statistique « standardisée » pour la variable hydrologique considérée. Cette « standardisation » est réalisée via une division par un facteur d'échelle (ou indice de crue), en général le débit de pointe moyen ou médian (Figure 4-1). Une distribution « standardisée » résultante à l'échelle de la région homogène est obtenue en combinant les distributions « standardisées » aux sites instrumentés. Elle est appelée courbe de croissance régionale (Hingray *et al.*, 2009) ou « regional growth curve » dans la littérature anglo-saxonne. Si les courbes de croissance sont similaires alors les bassins versants peuvent être considérés similaires (Blöschl *et al.*, 2013). Toutes les lois utilisées en analyse fréquentielle ont été employées pour modéliser la courbe de croissance régionale (*GEV*, Log Normale, etc.), une préférence devant désormais être accordée à celles qui ont du sens selon la théorie des valeurs extrêmes (*GEV* ou *GP* selon le type d'échantillonnage).

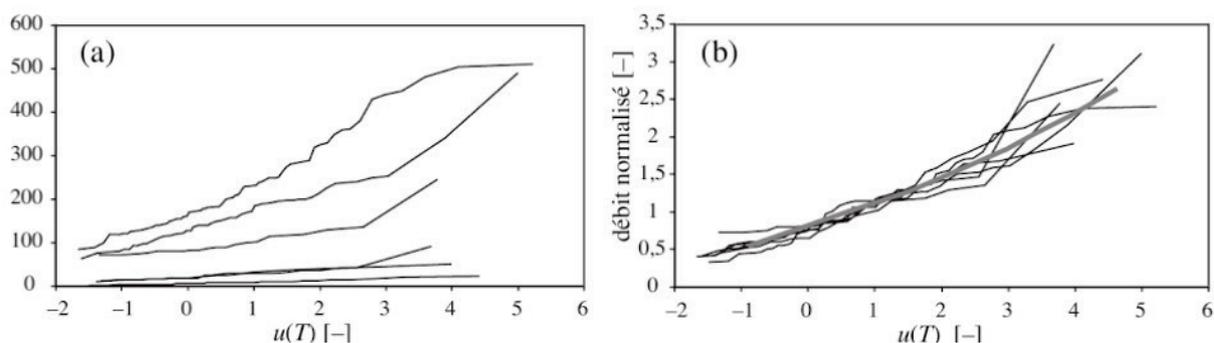


Figure 4-1 : Principe de « standardisation » des distributions statistiques des débits annuels de crue (u est la variable réduite de Gumbel), d'après Hingray *et al.* (2009).

A gauche : distributions non standardisées. A droite : distributions standardisées (les débits de crue ont été divisés par la moyenne des débits de pointe).

Il est aussi possible d'établir des similarités par la comparaison des moments ou des paramètres de la distribution fréquentielle des débits de crues (Merz et Blöschl, 2009). Par exemple, le coefficient de variation (CV) défini à partir des moments d'ordre 1 et 2, *i.e.* la moyenne et la variance, est le paramètre le plus usité dans l'évaluation de la similarité en matière d'analyse fréquentielle régionale des crues. Défini en tant que rapport de l'écart type à la moyenne, le CV permet de quantifier le degré de variabilité d'une variable et refléter la concavité de la courbe de croissance. Par exemple, la méthode de l'index de crue (développée plus loin en 4.3.2) repose sur l'hypothèse d'un CV constant au sein d'une même région homogène. Le coefficient d'asymétrie (*skewness*), défini à partir du moment d'ordre 3, reflète la courbure de la distribution des fréquences de crue. Ce coefficient peut également être utilisé dans l'évaluation de similarités afin de comparer les distributions de débits de crue plus complexes (Blöschl *et al.*, 2013).

En général, le CV a tendance à diminuer avec l'augmentation de la taille des bassins versants. Un bon nombre d'études ont cependant mis en évidence que le CV dépendrait de l'échelle considérée, du fait de facteurs liés au contexte hydrologique de la région étudiée. Par exemple, Smith (1992) présente cette particularité dans la région des Appalaches au Nord-Est des Etats-Unis. Une hausse du CV est constatée pour les bassins versants d'une superficie jusqu'à une centaine de km^2 , suivie d'une diminution au-delà des 100 km^2 de superficie. Smith (1992) propose différentes hypothèses explicatives : des erreurs dans les mesures des débits extrêmes pour les petits bassins versants ou des différences dans l'organisation spatiale des événements des précipitations extrêmes et de comportement hydraulique pour les bassins de taille inférieure à 100 km^2 . Repartant sur l'effet de superficie « critique » décrit par Smith (1992), Gupta et Dawdy (1995) suggèrent que, pour les petits bassins versants, le CV puisse être contrôlé par le temps de réponse du bassin et qu'à grande échelle, ce soit davantage la répartition spatiale des précipitations qui soit influente. Robinson et Sivapalan (1997) attribuent l'effet d'échelle du CV aux interactions combinées entre la durée des précipitations et le temps de réponse, à petite échelle majoritairement. A grande échelle, cet effet d'échelle serait davantage dû à l'interaction entre la répartition spatiale des précipitations avec la taille du bassin versant. En conclusion, le bassin versant est d'évidence un transformateur non-linéaire de la pluie, et cette non-linéarité implique une dépendance à l'échelle qui est aussi évidente que délicate à caractériser.

Un important caractère de similarité, la saisonnalité des crues, a retenu l'attention de la communauté scientifique ces dernières années (Burn, 1997; Jain et Lall, 2000; Petrow *et al.*, 2007). Par ailleurs, il est peut être préférable de se baser sur des caractéristiques hydrologiques liées à la saisonnalité des crues en tant que critères de similarité hydrologique ; en effet ils sont en principe moins sensibles aux problèmes d'échantillonnage (Hosking et Wallis, 1997). La période moyenne d'occurrence des crues et sa variabilité peuvent être représentées par des outils statistiques circulaires (Mardia, 1972; Burn, 1997). La loi de von Mises, équivalent de la loi normale pour les variables circulaires, est également à signaler. Un exemple de ce type de diagramme est présenté et illustré par Hingray *et al.* (2009) (Figure 4-2) ; chaque bassin est représenté par un point de coordonnées :

$$x_i = \sum_{j=1}^{12} p_{ij} \times \sin\left(\frac{\pi}{6j}\right) \quad (4.1)$$

$$y_i = \sum_{j=1}^{12} p_{ij} \times \cos\left(\frac{\pi}{6j}\right)$$

où p_{ij} est la fréquence des crues annuelles associée au bassin i et au mois j . Ainsi si toutes les crues annuelles surviennent pendant le même mois M , alors $p_{ij} = 1$ si $j = M$ et $p_{ij} = 0$ si $j \neq M$. Les angles des formules sont en radians.

Tous les points sont situés à l'intérieur d'un cercle de rayon 1. Les bassins, dont les points sont les plus éloignés de l'origine, sont ceux pour lesquels le régime des crues est fortement dominé par une saison particulière, voire un mois particulier. Un point proche de l'origine caractérise soit un régime mixte (par exemple composé de crues hivernales et estivales), soit un régime de crues sans saisonnalité.

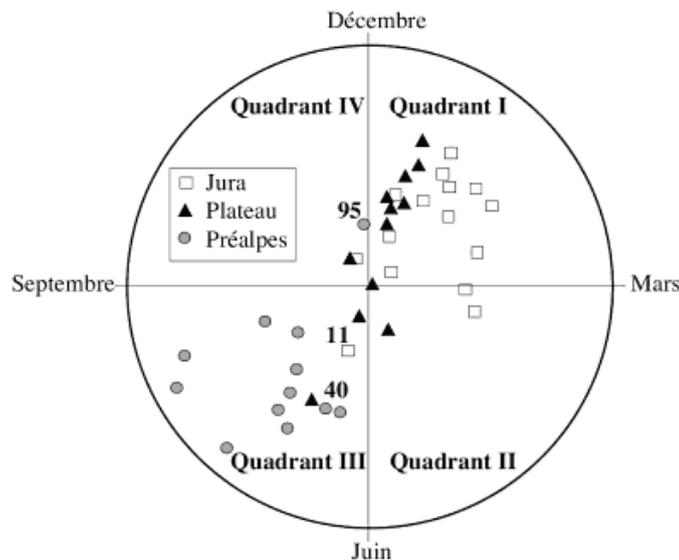


Figure 4-2 : Diagramme de saisonnalité des crues pour différents bassins versants jaugés de Suisse occidentale (Hingray *et al.*, 2009).

Cet indice de saisonnalité a été utilisé pour identifier des similarités dans le régime des crues à l'échelle régionale et pour regrouper des bassins en régions hydrologiquement homogènes (Robson et Reed, 1999; Castellarin *et al.*, 2001; Sivapalan *et al.*, 2005; Parajka *et al.*, 2010). Il est également intéressant d'apprécier les variations de l'intensité et la dynamique de crue lors des saisons. Enfin, cette analyse peut permettre de mieux comprendre les processus à l'origine des crues et contribuer à la définition des régions homogènes (Blöschl *et al.*, 2013).

4.1.2. Similarité climatique

Dans un contexte d'étude des descripteurs de crue, la similarité climatique peut être quantifiée par la similarité des précipitations extrêmes. Pour cela, il est possible d'étudier les courbes IdF (intensité-durée-fréquence) qui synthétisent les relations statistiques existant entre l'intensité moyenne maximale I , la durée d et la fréquence F (Figure 4-3). En effet, la distribution des débits de crue correspond à une transformation non-linéaire des courbes IdF . Cette analyse permet également d'étudier la dynamique des écoulements, par le choix d'une durée de précipitation compatible avec le temps de réponse du bassin, par exemple (e.g. Blöschl *et al.*, 2013).

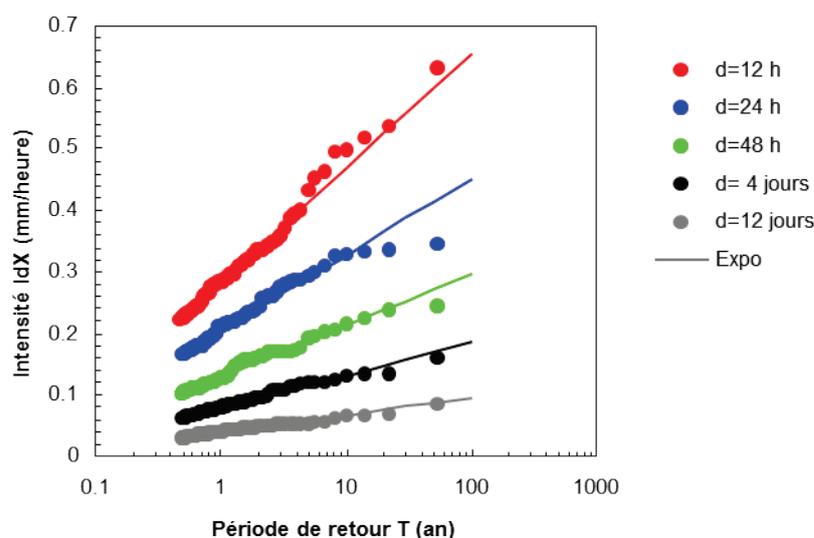


Figure 4-3 : Représentation schématique de courbes IdF .

L'étude de la saisonnalité des événements extrêmes ainsi que des types de circulation atmosphérique peuvent aussi permettre d'établir des similarités climatiques (Petrow *et al.*, 2007; Gaume *et al.*, 2009; Petrow *et al.*, 2009; Parajka *et al.*, 2010). En France, Paquet *et al.* (2006) ont établi une classification en huit « types de temps » qui correspondent à des types de circulation atmosphérique. Cette typologie a été employée avec succès dans plusieurs applications. Par exemple, la mise en œuvre et la validation de la méthode *SCHADEX*, Simulation Climato-Hydrologique pour l'Appréciation des Débits Extrêmes (Garavaglia, 2011; Paquet *et al.*, 2013), se basent sur une distribution des pluies observées conditionnée par type de temps.

Un bon nombre d'études ont également montré que la pluie moyenne (ou médiane) annuelle se révèle être un excellent critère de similarité dans l'étude fréquentielle des crues (Reed *et al.*, 1999; Merz et Blöschl, 2008a; b; Merz et Blöschl, 2009). En effet, la pluie annuelle moyenne est en général très corrélée aux événements pluviométriques car elle constitue une mesure agrégée des événements réels ayant touché le bassin. Par ailleurs, il s'agit d'un facteur influent sur l'humidité du sol qui joue un rôle clé lors de la génération des crues. Ceci est particulièrement vrai dans les cas de fonctionnements par excès de saturation, mais aussi pour d'autres mécanismes (e.g. Zehe et Blöschl, 2004). Enfin, le climat, la végétation, les sols et les paysages ont tendance à évoluer de manière conjointe. Il y a donc un lien prégnant entre le régime des pluies et les caractéristiques des sols et des paysages, qui sont eux-mêmes des facteurs de contrôle des crues à l'échelle de l'évènement (Blöschl *et al.*, 2013).

4.1.3. Similarité de bassin

La similarité entre bassins versants est souvent établie sur la base de critères physiographiques. La superficie du bassin est un des critères les plus importants à plusieurs titres. Tout d'abord, les débits de pointe dépendent des volumes de précipitation interceptés et donc de la surface du bassin. Bien sûr, cette observation simple se combine à l'intervention d'autres facteurs, comme la distribution hétérogène des précipitations et les processus de ruissellement et d'infiltration au sein du bassin. Lorsque la superficie du bassin versant augmente, l'intensité moyenne de précipitations que le bassin reçoit lors des crues diminue. Cela s'explique par le fait que les épisodes de précipitation affectent plutôt des portions de grands bassins versants alors qu'ils peuvent couvrir la totalité d'un petit bassin. Par ailleurs, le temps de réponse dépend de la superficie considérée. Ainsi, les pics de crue seront davantage atténués sur des grands bassins versants. Les mécanismes intervenant dans la génération des crues comme l'excès de saturation ou le dépassement de la capacité d'infiltration peuvent également changer avec l'augmentation de la surface du bassin (Blöschl *et al.*, 2013). A ce sujet, les travaux de Eaton *et al.* (2002) ont montré que les débits spécifiques de pointe annuels moyens en crue avaient tendance à diminuer avec l'augmentation de surface du bassin. En effet, il est moins probable que de grandes surfaces soient entièrement affectées par des épisodes pluvieux ou totalement saturées (Woods et Sivapalan, 1999; Viglione *et al.*, 2010a; Viglione *et al.*, 2010b).

Il est également possible d'utiliser d'autres caractéristiques physiographiques de similarité entre bassins versants, notamment ceux concernant le sol, l'altitude, les pentes, etc. (e.g. Acreman et Sinclair, 1986; Rao et Srinivas, 2006b; a). L'occupation du sol est un critère souvent mis en œuvre et comprend notamment la surface d'urbanisation d'un bassin versant, indicateur important (Robson et Reed, 1999; Wardrop *et al.*, 2005). Il s'agit en effet d'un indicateur des processus d'écoulement de surface à l'origine de l'augmentation des pointes de crue (Blöschl *et al.*, 2013). Cependant, ces critères de similarité physiographiques fréquemment utilisés par la communauté hydrologique peuvent se révéler insuffisants et il n'est pas rare que des bassins physiquement similaires présentent des fonctionnements hydrologiques tout-à-fait différents (Oudin *et al.*, 2010).

4.1.4. Similarité des événements

Afin de saisir les critères de similarité en crue en termes de période de retour, il est très utile de décomposer l'analyse en événements individuels ; ceux-ci peuvent alors être utilisés comme base de régionalisation pour transférer l'information hydrologique aux sites non jaugés. Une façon de modéliser les événements en termes de processus consiste à utiliser un modèle afin de déduire la distribution des fréquences de crue. Ce type de méthode à base physique ou semi-déterministe consiste à coupler un modèle stochastique de pluie et un modèle hydrologique. Proposée pour la première fois par Eagleson (1972), cette approche a été généralisée plus tard par Wood (1976), puis par les travaux de Fiorentino et Iacobellis (2001). Le but est d'obtenir ainsi la distribution fréquentielle des débits de crues, et au moins d'étudier comment les différentes composantes de la représentation adoptée se combinent. Par son approche physique, elle aide à isoler les différentes contributions (ruissellement, excès de saturation, etc.) dans la courbe de distribution. De cette manière, elle constitue un outil exploratoire pour analyser les similarités des comportements en fréquences de crue entre les bassins versants (Blöschl *et al.*, 2013). Beaucoup de travaux se sont basés sur cette approche en se concentrant sur chaque processus de manière individuelle : climat, ruissellement au sein du bassin et conditions antérieures. On peut notamment citer les travaux de Sivapalan *et al.* (1987) et Larsen *et al.* (1994) mettant en œuvre les similitudes de réponse de bassin basées sur des critères topographiques, pluviométriques et de nature du sol. En zone de montagne, Allamano *et al.* (2009) a quant à lui identifié l'effet de la température sur la distribution fréquentielle des débits de crues.

L'autre manière de s'intéresser aux événements de crue en tant que critère de similarité consiste à utiliser l'approche inverse. Ainsi, on considère des crues observées (et non plus simulées) afin d'établir des typologies d'événements qui permettent d'établir des similitudes. Hirschboeck (1987) a mis en œuvre une analyse hydro-climatique détaillée des mécanismes à l'origine des crues sur un certain nombre de bassins versants en Arizona. Basée sur la surface et les cartes météorologiques (Hirschboeck, 1988), cette approche a permis d'établir une typologie de crues. Ce schéma a été réactualisé par House et Hirschboeck (1997) et simplifié en trois grands types d'événements : tropical, convectif et de front. L'ensemble des travaux sur les mécanismes à l'origine des crues ont permis à Hirschboeck (1987) et Alila et Mtiraoui (2002) d'examiner les statistiques de crues pour chaque type d'événements. Sur la base de considérations hydro-climatiques, il a ainsi été possible de caler des lois de probabilité plus complexes qu'auparavant pour caractériser la distribution des fréquences des crues. Merz et Blöschl (2003) proposent une classification basée sur des indicateurs de processus, comme la durée et le cumul des précipitations, l'état du bassin versant, la fonte des neiges et la distribution spatiale des crues. Des statistiques de fréquences de crue significativement différentes ont été mises en évidence, pour les crues à précipitations de longue durée, de durée brève, les crues éclairs, les crues de fonte et liées à des précipitations sur neige en Autriche. Le coefficient de variation (CV) des échantillons de crues classés par type de processus tend à diminuer avec la superficie du bassin pour la plupart des processus. Seul le processus de type crue-éclair fait exception avec un CV augmentant avec la superficie du bassin versant (Blöschl *et al.*, 2013), probablement parce que la zone touchée par la pluie est hautement variable.

4.2. Le regroupement en région hydrologiquement homogène

En analyse fréquentielle de crue, le principe fondateur du regroupement en régions homogènes repose sur le fait que des crues extrêmes qui n'ont jamais été observées à un endroit particulier peuvent l'avoir été ailleurs. Ainsi, les données de nombreux sites sont regroupées de manière à obtenir un échantillon représentatif d'une zone donnée. En se basant sur les critères précédemment explicités, il est possible de regrouper des bassins versants en régions homogènes pour la prédétermination de crues en bassins non jaugés ou améliorer ces prédictions en sites peu jaugés.

Un grand nombre de méthodes d'estimation en sites non jaugés exploite ce type de découpage qui permet d'améliorer l'efficacité de calcul de la variable hydrologique étudiée (e.g. Nathan et McMahon, 1990; Ouarda *et al.*, 2001; Laaha et Blöschl, 2005; Blöschl, 2011). Ces régions garantissent une meilleure estimation car elles rassemblent des sites similaires en phase de calage. Leur mode d'élaboration est toujours une question de recherche. Il peut s'agir d'un voisinage fixe, sous forme de régions contiguës ou non, ou de voisinages hydrologiques glissants (Figure 4-4) ; la définition de ces voisinages renvoie pour partie aux critères de similitude énoncés dans la section précédente.

Aucun découpage ne peut se prétendre universel : il est associé à la variable hydrologique pour lequel il a été construit et donc doit être renouvelé lorsqu'une autre variable est étudiée. Il est fonction du degré d'expertise de l'hydrologue et du critère de similitude entre bassins. Les questions soulevées lors de la construction des régions homogènes n'ont pas de réponse immédiate ; c'est le réalisme des valeurs issues du processus d'interpolation s'appuyant sur la région qui, *a posteriori* valideront les choix (Merz et Blöschl, 2005) ou le résultat de tests statistiques régionaux, basés par exemple sur les *L-Moments* (Hosking et Wallis, 1997).

4.2.1. Regroupement par voisinage hydrologique fixe

L'approche classique consiste à subdiviser le domaine d'étude en un nombre de régions contiguës fixes (Figure 4-4-a). Ce type de regroupement est à l'origine utilisé dans la méthode de l'index de crue (Dalrymple, 1960). Cette méthode repose sur l'hypothèse que des zones géographiquement proches présentent des caractéristiques similaires en termes de climat, topographie, géologie, pédologie et d'occupation du sol. Ces considérations impliquent alors que les bassins de chaque région présentent des similitudes en termes de réponses hydrologiques et donc en termes d'évènements de crues (Blöschl *et al.*, 2013). Traditionnellement, cette régionalisation se fait en combinant des cartes de caractéristiques de bassin ou en utilisant des limites géographiques (Beable et McKerchar, 1982). En France, on peut citer le découpage en Hydro-Eco-Régions (HER) développé par Wasson *et al.* (2004) (décrit au Chapitre 5).

Le découpage peut être un résultat de la mise en place d'une formulation empirique sur un secteur étendu. Le découpage de ce secteur se fonde sur l'examen de la structure des écarts à la formulation. L'objectif consiste alors à rassembler les bassins au sein d'une même région selon l'intensité et le signe de l'écart (e.g. Tasker, 1982; Wiltshire, 1985; Choquette, 1988; Jingyi et Hall, 2004). Cela sous-entend une origine commune au biais constaté, hypothèse relativement forte (Sauquet, 2013).

Il est possible d'étendre ce concept à des régions non contiguës. Le regroupement s'effectue sur la base de caractéristiques climatiques et géomorphologiques, sans contrainte par une proximité spatiale en tant que critère de similarité. Cette approche repose sur des outils de statistique exploratoire multidimensionnelle et en particulier, le partitionnement des données : Analyse par Composantes Principales (ACP), nuées dynamiques, arbres de régression et de décision (CART : Classification And Regression Trees), etc. Ces techniques sont développées plus loin en 4.2.3).

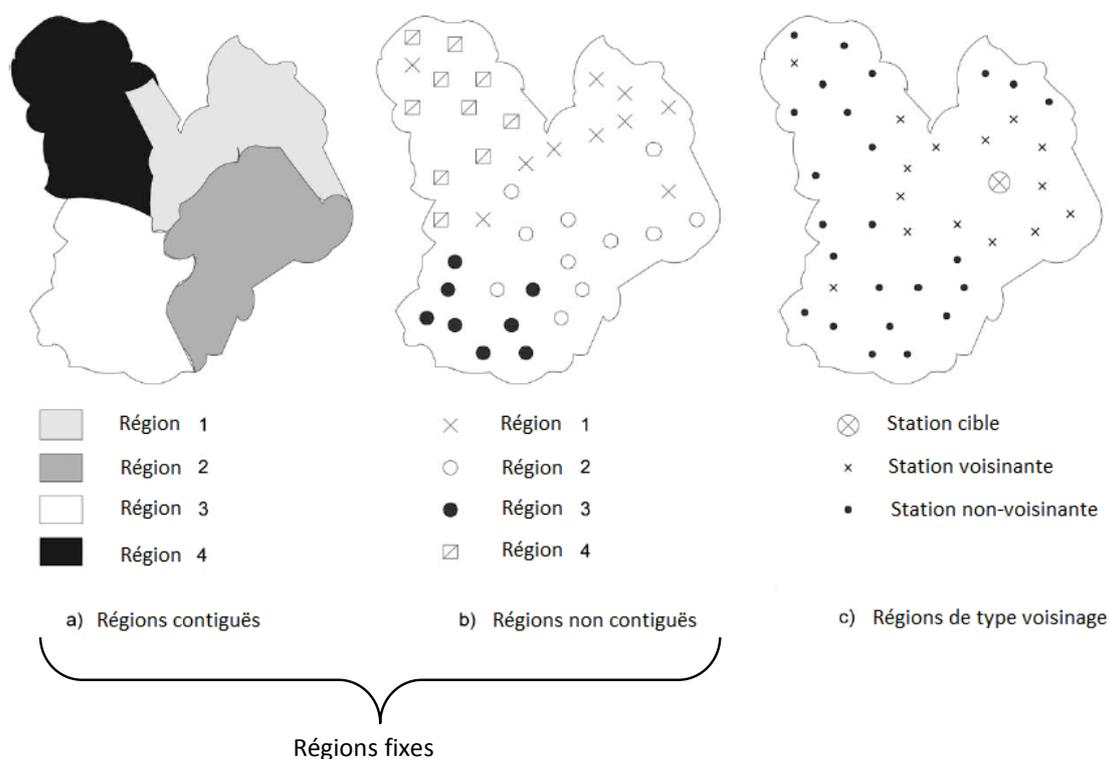


Figure 4-4 : Concept de régions hydrologiques, d'après Ouarda *et al.* (2001).

4.2.2. Regroupement par voisinage hydrologique glissant

Les méthodes de type voisinage permettent de s'affranchir de la notion de limite fixe entre des régions supposées homogènes. Chaque site possède sa propre région homogène formée par les bassins versants les plus proches selon différents critères qui peuvent être géographiques, géomorphologiques, climatiques et/ou hydrologiques. Les deux méthodes les plus populaires sont l'analyse de corrélation canonique et la méthode de la région d'influence (Hingray *et al.*, 2009).

La méthode de la région d'influence *ROI* pour « Region Of Influence » (Burn, 1990) considère que chaque site est le centre d'une région formée de sites similaires. Il s'agit d'une région formée de sites voisins autour d'un site cible, sélectionnés pour leur proximité purement géographique (*ROI-G*) ou dans un espace de caractéristiques physiographiques (*ROI-P*) en deçà d'une distance limite. La similarité est en général définie comme fonction décroissante de la distance euclidienne dans l'espace à p dimensions formé par p caractéristiques choisies des bassins versants. Tous les sites dont la « distance » au site cible est inférieure à un seuil, c'est-à-dire une « distance limite », définissent la région d'influence du site cible. Pour estimer la variable hydrologique en un site cible donné, la contribution à cette estimation de chaque site de la région d'influence est pondérée en fonction de sa distance avec le site cible. Pour les sites non jaugés, seules les caractéristiques physiographiques et climatiques doivent être prises en considération (Hingray *et al.*, 2009). Celles-ci peuvent être éventuellement standardisées et/ou pondérées afin d'attribuer davantage de poids à des caractéristiques qui semblent exercer un contrôle important d'un point de vue hydrologique (Robson et Reed, 1999; Kjeldsen et Jones, 2007; Kjeldsen et Jones, 2009). En Angleterre, les caractéristiques principalement utilisées pour effectuer ce type de regroupement sont la pluie moyenne annuelle, la superficie et un index caractérisant la classe de sol *HOST* (Hydrology Of Soil Type classification). En termes de performance, les résultats diffèrent suivant les territoires et les caractéristiques retenues. Dans un cas d'étude en Arkansas aux USA, Tasker *et al.* (1996) montre que la méthode *ROI* présente la plus faible erreur quadratique moyenne parmi d'autres méthodes de regroupement pour les crues de période de retour 50 ans en sites non jaugés. Cependant, Merz et Blöschl (2005) montrent que cette méthode peut se révéler moins performante que d'autres types de regroupements (par exemple spatiaux) si les caractéristiques retenues ne reflètent pas correctement les processus de genèse des crues. Le choix de ces caractéristiques est donc crucial (Blöschl *et al.*, 2013). En France, ces approches n'ont également pas donné de bons résultats sur d'autres descripteurs hydrologiques (*QMNA5* et *QIXA10*), que ce voisinage soit construit dans l'espace géographique ou dans un espace de variables physiographiques (Catalogne, 2012; Cipriani *et al.*, 2012; Sauquet, 2013).

4.2.3. Techniques et outils de regroupement

Parmi les outils permettant d'effectuer des regroupements, la modélisation par arbre de régression *CART* a été introduite par Breiman *et al.* (1984). Il s'agit d'une méthode de partition en classes homogènes. Les groupes sont scindés à chaque étape selon une condition binaire : si « critère vérifié » alors « appartenance au groupe A » sinon « appartenance au groupe B ». Cette manière de procéder s'accommode de la colinéarité et des corrélations croisées entre variables (Sauquet, 2013). Même s'il ne s'agit en général pas de la méthode la plus performante, *CART* se positionne comme une approche intéressante avec des estimations robustes pour les étiages (Laaha et Blöschl, 2006). En France, des résultats plus probants ont été obtenus sur les courbes de débits classés (Sauquet et Catalogne, 2011) et sur les débits d'étiage (Catalogne, 2012). Ces techniques sont très utilisées dans les regroupements (e.g. Acreman et Sinclair, 1986; Burn et Goel, 2000). Le regroupement peut aussi se baser sur des caractéristiques climatiques ou des caractères des crues, comme la saisonnalité des événements (Castellarin *et al.*, 2001).

Par ailleurs, le nombre de descripteurs intervenant dans la définition de l'espace hydrologique ne connaît pas de limite théorique. Les caractéristiques physiques et climatiques peuvent être corrélées, auquel cas il est utile de réduire la dimensionnalité de l'espace des caractéristiques descriptives. Parmi les techniques existantes, l'Analyse Canonique des Corrélations (*ACC*) a été introduite en régionalisation par Cavadias (1990) pour mise en œuvre avant l'élaboration de régions d'influence. Cette méthode d'analyse multivariée qui permet de décrire la relation de dépendance entre deux ensembles de variables aléatoires $X = \{X_1, X_2, \dots, X_p\}$ et $Y = \{Y_1, Y_2, \dots, Y_q\}$ avec $p \geq q$. Par exemple, X peut contenir diverses variables physiographiques et climatiques d'un bassin et Y peut représenter divers quantiles de débits de pointe pour le bassin. L'analyse canonique permet, sur la base des variables canoniques associées aux variables X et Y , de déterminer les voisinages hydrologiques entre les différents sites considérés de la région.

Cette méthode a été appliquée à diverses reprises dans le cadre de la prédétermination des crues (Cavadias, 1990; Ouarda *et al.*, 2001). Les études correspondantes ont souvent retenu deux variables hydrologiques (ensemble Y) représentatives respectivement de la crue annuelle « médiane » et de la dispersion des valeurs de crues (comme le rapport entre le débit centennal et le débit de période retour 2 ans). La limitation à deux variables hydrologiques a pour avantage de conduire à seulement deux paires de variables canoniques, ce qui facilite l'interprétation des résultats (visualisation possible sur des graphes bivariés). La méthode peut être utilisée aussi bien pour les bassins jaugés que non jaugés (Hingray *et al.*, 2009). Il est également possible de l'appliquer aux regroupements de type ROI (Cavadias, 1990; Ouarda *et al.*, 2008) ou en régions non contiguës de bassins similaires (Di Prinzio *et al.*, 2011).

4.2.4. Validité des regroupements opérés

Quelle que soit la méthode de classification, le groupe ne sera jamais totalement homogène en termes de réponse hydrologique. Un certain nombre de méthodes proposent de tester l'homogénéité des groupes. Elles peuvent consister à examiner si les groupes obtenus sur des critères climatiques ou morphologiques sont statistiquement similaires en termes de débit. L'analyse de la similarité du *CV* (e.g. Wiltshire, 1986) ou des hydrogrammes de crue peut se révéler intéressant. Le test d'homogénéité basé sur les L-moments présenté par (Hosking et Wallis, 1993; Hosking et Wallis, 1997) l'un des plus fréquemment employé. Hosking et Wallis (1997) recommandent leur emploi par rapport aux moments classiques car les L-moments sont moins biaisés et moins sensibles aux fluctuations d'échantillonnage. Viglione *et al.* (2007) ont comparé la puissance de plusieurs tests statistiques d'homogénéité et Castellarin *et al.* (2008) ont montré comment la corrélation inter-sites peut affecter la performance de ces tests. Toutefois, ces tests nécessitent des données sur les débits de crues disponibles uniquement sur bassins jaugés et représentent donc un faible intérêt en bassins non jaugés. Enfin, il est nécessaire d'envisager des compromis entre la taille de l'échantillon et l'homogénéité régionale. Afin d'éviter une estimation biaisée, les bassins jaugés et non jaugés sélectionnés devraient idéalement appartenir à un groupe homogène en termes de réponse hydrologique. Cependant, la taille de l'échantillon doit être suffisante de manière à définir et caler correctement les paramètres du modèle (Blöschl *et al.*, 2013). Ce type de compromis a notamment été discuté par Hosking et Wallis (1988).

Les méthodes de regroupement évoquées plus haut sont parfois utilisées dans les modèles conceptuels ou dans le cadre d'une procédure d'optimisation statistique de méthodes de régionalisation sur un secteur donné. Il est cependant nécessaire d'effectuer une interprétation de la pertinence hydrologique de chaque groupe afin de s'assurer que les regroupements reflètent des processus hydrologiques existants et ne constituent pas un artefact des données et des méthodes employées (Merz et Blöschl, 2008a; b). Cette analyse peut se baser sur des indicateurs régionaux de processus, comme la saisonnalité des crues et du régime des pluies (e.g. Castellarin *et al.*, 2001; Parajka *et al.*, 2010) ou le type de crues (House et Hirschboeck, 1997; Merz et Blöschl, 2003). Même si ce type d'analyse peut représenter un travail conséquent, elle offrira davantage de crédibilité dans la prédiction des crues des bassins versants non jaugés pour la mise en œuvre régionalisée des méthodes statistiques ou conceptuelles (Blöschl *et al.*, 2013).

4.3. Les méthodes d'estimation statistiques

Une fois les regroupements effectués et validés, différentes méthodes statistiques permettent d'estimer les variables hydrologiques d'intérêt sur les sites non jaugés. Trois types d'approches seront présentés dans la section suivante.

4.3.1. Les approches de type régression/formulations empiriques

L'état de l'art de la littérature scientifique révèle une prédominance de ces approches qui établissent des liens entre variables hydrologiques d'intérêt et descripteurs physiographiques/climatiques des bassins versants. Il peut s'agir également de relations empiriques entre les paramètres de distribution des crues (Thomas et Benson, 1970), le coefficient de variation CV ou des quantiles de débit, comme le débit instantané maximal décennal (CTGREF, 1980; Cipriani *et al.*, 2012). De manière générale, les formulations calées ne sont pas linéaires, mais font souvent l'objet d'une approximation via un modèle linéaire mettant en œuvre des variables transformées par un passage au logarithme par exemple (e.g. Thomas et Benson, 1970; Pandey et Nguyen, 1999; Griffis et Stedinger, 2007). Par exemple, il est possible de caler une relation de type puissance :

$$x = k \cdot A^\alpha \cdot B^\beta \cdot C^\gamma \dots \quad (4.2)$$

où x est la variable hydrologique à estimer, A , B et C sont les descripteurs de bassins retenus et α , β et γ sont les paramètres de la régression obtenus par le biais de la transformation logarithmique.

Différentes techniques de régression permettant de mettre en œuvre ces formulations par minimisation d'un facteur d'optimisation. La plus simple et la plus couramment employée est la technique des moindres carrés ordinaires (Thomas et Benson, 1970). Cette procédure repose sur plusieurs hypothèses, à savoir la normalité et l'homoscédasticité des résidus. Cependant, cette technique peut conduire à une surestimation de l'erreur de prédiction, voire se révéler inefficace du fait d'incertitudes sur les valeurs de référence aux sites jaugés. La variabilité de cette erreur d'échantillonnage peut en effet provenir des erreurs sur les courbes de tarage ou des différences de longueurs de chroniques.

Afin de tenir compte de l'erreur d'échantillonnage introduite par la disparité de longueur de chronique, Tasker (1980) a proposé la méthode des moindres carrés pondérés (*WLS* : « Weighted Least Square »). Cela conduit à des estimateurs plus précis et presque sans biais. Un autre problème rencontré fréquemment est la corrélation spatiale entre les chroniques, d'autant plus lorsque la régression est menée au sein d'une région homogène, qui peut être touchée par le même type d'évènement pluviométrique. La méthode des moindres carrés généralisés (*GLS* : « Generalised Least Square ») constitue une extension de *WLS* et a été développée par Stedinger et Tasker (1985) pour prendre en charge cette corrélation. L'utilisation de cette approche est préférable en cas de forte corrélation inter-sites (Madsen et Rosbjerg, 1997).

Des approches alternatives ont été utilisées pour estimer les paramètres des modèles de régressions (Blöschl *et al.*, 2013). Parmi celles-ci, on peut citer les travaux Kjeldsen et Jones (2009) basés sur une approche de type maximum de vraisemblance pour estimer le débit de pointe de la crue annuelle. Il est également possible d'employer des approches bayésiennes (Micevski et Kuczera, 2009) ou d'estimer directement les paramètres des régressions à partir de méthodes d'optimisation non-linéaires (Gupta *et al.*, 1994; Pandey et Nguyen, 1999). On peut également mentionner d'autres types de modèle : par exemple, l'utilisation de réseaux neuronaux qui permettent de tenir compte des relations non-linéaires entre variables hydrologiques d'intérêt et descripteurs des bassins, mais aussi entre les descripteurs de bassins eux-mêmes (Shu et Burn, 2004; Dawson *et al.*, 2006; Shu et Ouarda, 2008). Ces techniques anciennes en soi bénéficient actuellement d'un regain d'intérêt dû au fait que leurs propriétés sont désormais mieux comprises.

Le choix des variables explicatives devrait théoriquement refléter les processus à l'origine des crues. En pratique, celui-ci est pourtant dépendant de la disponibilité des descripteurs eux-mêmes et parfois des pratiques antérieures (Sauquet, 2013). La relation la plus simple à mettre en œuvre pour estimer une variable de type débit, un quantile de débit de crue par exemple, est celle utilisant la surface du bassin versant S :

$$Q_T = a(T) \cdot S^{\beta(T)} \quad (4.3)$$

Cette formulation que l'on retrouve abondamment dans la littérature, considère que le débit spécifique ou pseudo-spécifique $Q_T/S^{\beta(T)}$ est constant sur la région étudiée. La superficie est un facteur explicatif majeur et certains travaux se concentrent uniquement sur ce descripteur pour appréhender la variabilité spatiale des débits de crue (Eaton *et al.*, 2002; Ishak *et al.*, 2011). Cependant, lorsqu'un territoire montre des disparités locales, il est nécessaire d'utiliser d'autres types de variables explicatives. Celles-ci peuvent être classées en quatre catégories qui peuvent déjà être exploitées en amont lors de la création de régions homogènes :

- les descripteurs physiographiques (topographie, géométrie, hypsométrie, etc.) ;
- les descripteurs climatiques (pluviométrie, température, etc.) ;
- les descripteurs du sol et du sous-sol (géologie, pédologie, hydrogéologie, etc.) ;
- les descripteurs de l'occupation du sol.

Cette problématique sera développée au chapitre suivant.

4.3.2. Indice de crue (*index flood*)

La méthode de l'indice de crue (*index flood*) repose sur la notion de regroupement de bassins au sein d'une même région homogène abordée précédemment (Dalrymple, 1960; Hosking et Wallis, 1997). Cette approche nécessite en effet de regrouper les bassins versants qui peuvent être considérés comme homogènes au sein de régions, pas nécessairement contiguës. La méthode de l'indice de crue suppose une indépendance inter-sites et se base sur le fait que les observations au sein d'une même région suivent la même distribution statistique à un facteur d'échelle près. Le terme indice de crue fait ici référence à ce facteur d'échelle. Le coefficient de variation (CV) et d'asymétrie (mentionnés plus haut en 4.1.1) sont alors réputés constants dans une même région homogène. L'estimation d'un débit de crue de période de retour T est alors exprimée comme le produit de ce facteur d'échelle (*i.e.* l'indice de crue), et d'une courbe de croissance régionale qui fournit la distribution des fréquences régionales des crues standardisées (par la crue maximale annuelle moyenne ou médiane). En général, on exprime un quantile Q_T de la façon suivante :

$$Q_T = g(T) \cdot f(S, PA, \dots) \quad (4.4)$$

où $g(T)$ est la courbe de croissance et f est l'indice de crue, exprimé comme une fonction de descripteurs physiographiques et climatiques, comme la superficie S , la précipitation moyenne annuelle PA , etc. L'indice de crue f peut être estimé par ailleurs par différentes techniques, dont notamment par des régressions multivariées dans les cas les plus simples (Blöschl *et al.*, 2013), des modèles à base physique (Bocchiola *et al.*, 2003), etc.

Concernant l'estimation de la courbe de croissance $g(T)$, de nombreux travaux se sont penchés sur le climat qui semble être le principal facteur explicatif de la forme de ces courbes (Farquharson *et al.*, 1992). La Figure 4-5 montre l'influence climatique sur les courbes de croissance des crues estimées sur cinq continents dans douze pays. Les zones à climat aride présentent des pentes et des asymétries beaucoup plus marquées que les zones à climat humide. Il est ainsi possible d'identifier des classes de distribution de courbes de croissance basées sur le climat. D'autres paramètres sont également en corrélation avec la forme des courbes de croissance : densité de drainage, couverture végétale, etc. (Blöschl *et al.*, 2013).

La méthode de l'indice de crue a connu quelques variantes. Une d'entre elles (Ribatet *et al.*, 2007a; Ribatet *et al.*, 2007b) a été motivée par la présence de séries chronologiques courtes (quelques années) ou des relevés discontinus (par exemple, quelques mesures par an). L'information hydrologique de ces stations est alors trop parcellaire pour en extraire des statistiques fiables. La technique est la même que pour les bassins versants non jaugés. Les sites présentant des chroniques courtes et non jaugés sont regroupés au sein d'une même région homogène. La donnée locale est alors utilisée pour consolider l'indice de crue. De manière similaire, la plupart des autres techniques de régionalisation sont utilisables en utilisant les données locales comme consolidation ou validation, par exemple. Le modèle développé est basé sur l'indice de crue et exploite toute l'information disponible à l'intérieur de la région homogène, à savoir les distributions régionales ajustées sur des chroniques longues et l'information locale représentée par une distribution ajustée sur une chronique courte au site cible. Ainsi, l'information portée par les sites jaugés voisins permettent de déterminer la loi *a priori* via le modèle de l'indice de crue et l'information locale disponible au site cible est employée dans l'évaluation de la vraisemblance du modèle.

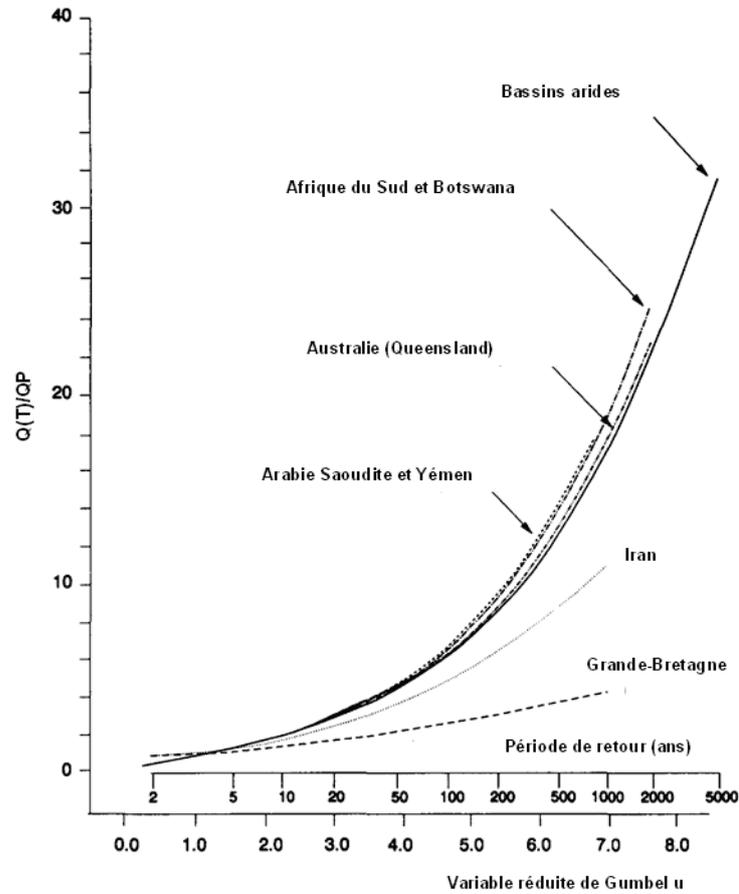


Figure 4-5 : Courbes de croissance pour différents secteurs géographiques d'après Farquharson *et al.* (1992). En ordonnée les débits de crue $QP(T)$ ont été divisés par la moyenne des débits de pointe QP .

4.3.3. Les méthodes d'interpolation

Les approches de type interpolation sont fréquemment employées en hydrologie. De la même manière que d'autres techniques de régionalisation, elles supposent que des sites spatialement proches présentent des statistiques hydrologiques similaires, sans pour autant les stratifier dans des régions. L'interpolation consiste en l'expression d'une somme pondérée des observations disponibles. La variable $z(\mathbf{u})$ au site \mathbf{u} est ainsi estimée comme une combinaison linéaire de N observations disponibles :

$$z(\mathbf{u}) = \sum_{i=1}^N \lambda_i(\mathbf{u})z(\mathbf{u}_i) \quad (4.5)$$

où λ_i est le poids attribué à la valeur observée au site \mathbf{u}_i .

Il est possible de calculer les poids λ_i de différentes manières, principalement via des approches déterministes (Gambolati et Volpi, 1979) ou stochastiques (Matheron, 1965). L'approche la plus simple consiste à se baser sur l'inverse des distances « Inverse Distance Weighting » (e.g. Samuel *et al.*, 2011; Razavi et Coulibaly, 2013). Ce type d'interpolation ne se base cependant sur aucune hypothèse spécifique (type de données, corrélation spatiale, anisotropie, etc.) sur la statistique hydrologique à estimer.

Les méthodes d'origine stochastique sont fondées sur le principe d'interpolation linéaire. La variable à interpoler est considérée comme la réalisation particulière d'une fonction aléatoire sur le champ spatial. Les méthodes géostatistiques, comme le krigeage (Matheron, 1963), sont des méthodes d'interpolation reposant sur un cadre méthodologique plus rigoureux. L'estimation des poids λ_i est réalisée par l'analyse de la fonction de covariance des observations et de la structure spatiale des données. La variabilité spatiale de l'information hydrologique est ainsi traduite sous la forme d'un modèle variographique. Celui-ci est ajusté sur un semi-variogramme (ou variogramme) empirique élaboré à partir des mesures disponibles aux sites voisins (Figure 4-6). Le semi-variogramme empirique synthétise l'évolution de la semi-variance de la variable d'intérêt en fonction de la distance entre chaque paire de points, exprimée par :

$$\gamma(d_{ij}) = \frac{1}{2} \cdot (\mathbf{Z}(x_i) - \mathbf{Z}(x_j))^2 \quad (4.6)$$

où $\gamma(d_{ij})$ est la semi-variance aux deux sites d'observation $\mathbf{Z}(x_i)$ et $\mathbf{Z}(x_j)$ éloignés de la distance d_{ij} . L'ensemble des points est alors regroupé sous forme de classes afin de représenter une nuée variographique. L'analyse du semi-variogramme empirique permet d'étudier si la variable présente une structure spatiale, autrement dit si sa variance augmente avec la distance. Il sera alors possible de lui ajuster un modèle théorique, *i.e.* le semi-variogramme théorique (Figure 4-6). La plupart du temps, le semi-variogramme affichera un palier, qui définit la distance à laquelle le variogramme approche ou atteint son maximum, *i.e.* la « portée ». Il s'agit de la distance à partir de laquelle on considère qu'il n'y a plus de relation entre deux sites voisins, autrement dit qu'il y a indépendance entre deux sites d'observation.

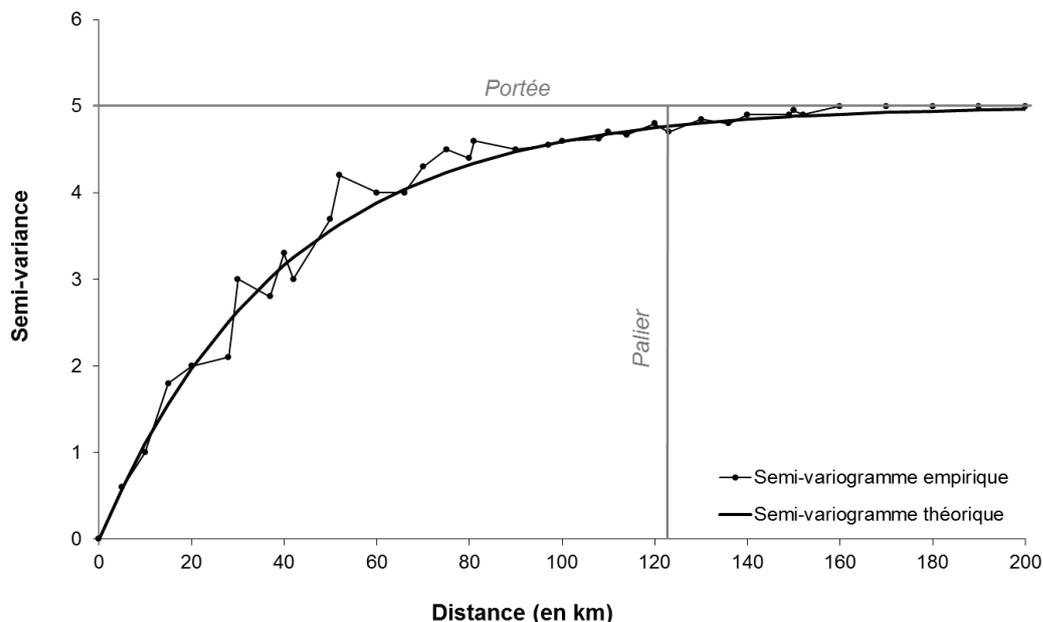


Figure 4-6 : Ajustement d'un semi-variogramme théorique au semi-variogramme empirique.

L'intérêt du krigeage est qu'il permet en outre de calculer l'incertitude associée à l'estimation, *i.e.* la variance d'estimation, de la variable d'intérêt au site cible. Il est également possible de tenir compte des incertitudes associées aux données dans la combinaison linéaire de l'estimation (Journel et Huijbregts, 1978). La technique du krigeage est caractérisée comme meilleur estimateur non biaisé, *i.e.* BLUE pour Best Linear Unbiased Estimator (Matheron, 1965). Les valeurs estimées résultent donc d'une combinaison linéaire où l'erreur quadratique est minimale et le biais est nul. De manière générale, les performances d'estimation des méthodes géostatistiques sont très bonnes mais fortement dépendantes de la densité du réseau d'observations (St-Hilaire *et al.*, 2003; Blöschl *et al.*, 2013).

Dans le domaine de l'hydrologie, les premières applications du krigeage ont concerné dans un premier temps les variables à support ponctuel, comme les champs de précipitation (e.g. Creutin et Obled, 1982). Par la suite, elles ont été étendues aux statistiques de débit, considérées comme des variables de bassins observables le long du réseau hydrographique (e.g. Gottschalk, 1993; Sauquet *et al.*, 2000; Skoien *et al.*, 2006; Gottschalk *et al.*, 2011; Laaha *et al.*, 2013). Ces travaux ont permis de rappeler les précautions nécessaires lors de la manipulation des variables de type « débit » au support non ponctuel. Ainsi, ces variables sont considérées comme des valeurs intégrées sur leur surface du bassin drainé. Par ailleurs, le schéma d'interpolation développé par ces méthodes montre des avantages particuliers par rapport à d'autres techniques de régionalisation. Par exemple, l'information de deux stations hydrologiques présentant un recouvrement en termes de surfaces de bassin drainé n'est prise en compte qu'une fois. Cette particularité du krigeage permet notamment d'éviter de donner trop de poids aux valeurs des stations situées en tête de bassin.

Récemment, la méthode appelée « Top-Kriging » (ou Topological Kriging) développée par Skoien *et al.* (2006) a permis de tenir compte également de la structure d'emboîtement des bassins versants (*i.e.* des dépendance amont-aval) dans l'intégration du semi-variogramme ponctuel de la génération de l'écoulement. Dans leurs travaux, Skoien *et al.* (2006) comparent les valeurs estimées par l'application du Top-Kriging à celles obtenues par krigeage ordinaire (Figure 4-7). La différence de prise en compte de l'information est visible, sur la cartographie des estimations mais aussi sur celle des incertitudes associées. Ainsi, le Top-Kriging tient compte d'une part de la superficie drainée pour l'estimation du débit, en attribuant des valeurs plus faibles aux petits affluents. D'autre part, l'incertitude associée est plus faible sur les grands bassins que sur les affluents. La propagation de l'incertitude tient ainsi compte de l'agrégation spatiale de l'information hydrologique le long du réseau hydrographique.

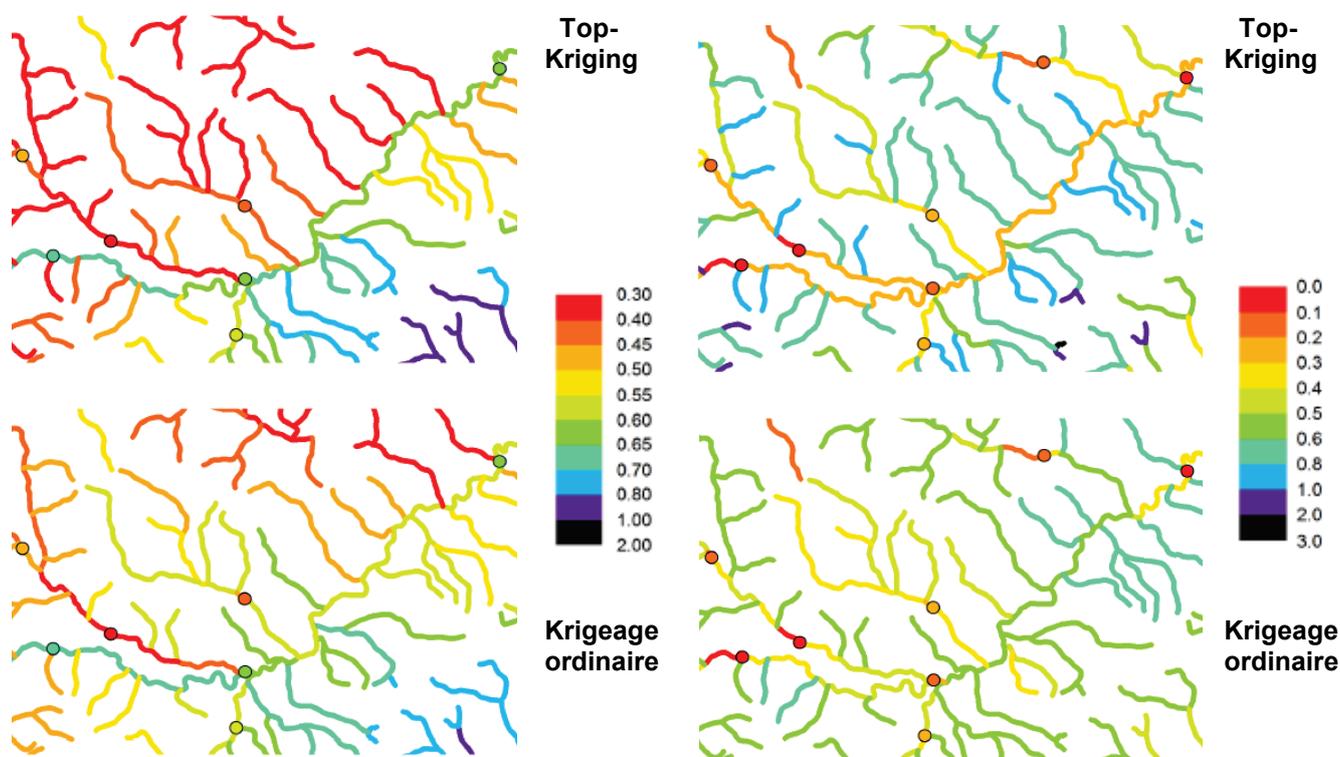


Figure 4-7 : Comparaison Top-Kriging/Krigeage ordinaire, région de Mur en Autriche, d'après Skoien *et al.* (2006).

A gauche : Cartographie des estimations de la crue centennale normalisée pseudo-spécifique (en $\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$). A droite : Cartographie des incertitudes associées exprimées en tant que coefficients de variation des estimations. Les cercles colorés correspondent aux valeurs aux sites d'observation.

Il est à noter que les approches géostatistiques sont adaptées à des variables conservatives, *i.e.* équivalentes à des espérances mathématiques, comme le module. Il est également possible de les étendre à des variables non conservatives, comme les quantiles de crue, en manipulant des débits pseudo-spécifiques par exemple (Skoien *et al.*, 2006). Ces procédures ont déjà permis d'obtenir des estimations robustes sur des variables de débit (Merz et Blöschl, 2005; Blöschl *et al.*, 2013). Les performances d'estimation du Top-Kriging surclassent celles obtenues via des modèles de régression mais elles restent fortement tributaires de la densité du réseau d'observations (Blöschl *et al.*, 2013). Les performances dépendent également de la disponibilité d'information hydrologique sur des stations drainant de grandes superficies (Laaha *et al.*, 2014).

4.4. Limites et difficultés de mise en œuvre

Les performances des méthodes présentées précédemment dépendent de la densité du réseau de sites de mesure. Comme décrit au chapitre 2, la sélection d'un échantillon de stations hydrométriques fiables constitue une étape cruciale. Plusieurs critères de sélection doivent être examinés et fixés avant cette étape de sélection : qualité de la mesure de débit, altération du régime des crues, longueur minimale d'une chronique pour considérer une statistique comme fiable, etc. Par ailleurs, un jeu de données « hétérogène » – d'un point de vue temporel – est susceptible de fournir des estimations influencées par différentes périodes climatiques, par exemple en raison de la variabilité climatique multi-décennale (Kundzewicz et Robson, 2000; Pekárová *et al.*, 2003) ou de tendances à long terme induites par le réchauffement climatique (Stahl *et al.*, 2010). A ce sujet, les travaux de Sauquet *et al.* (2000) ont permis de mettre en lumière ce type de problématique pour le débit annuel en détectant une variabilité conséquente du module par une analyse de variance.

Pour illustrer ce sujet, la méthodologie employée par Sauquet *et al.* (2000) a été revisitée au-travers d'un exemple d'étude d'un jeu de données. La variable hydrologique étudiée est également le débit annuel qa calculé sur la base de chroniques de débit journalière de la Banque HYDRO. Un échantillon de stations est formé, sur la base des critères de sélection suivants : pas d'influence anthropique ou karstique significative (l'influence karstique, bien que naturelle, pourrait perturber la conversion en l/s/km²), données fiables et couvrant les dernières décennies de manière à représenter les conditions climatiques les plus récentes, superficie supérieure à 8 km². Le jeu de données final est ainsi composé de 1212 stations sur le territoire français couvrant la période 1980-2013 et comportant au moins 19 années d'enregistrement.

L'analyse de la variabilité temporelle du module est réalisée sur la base du calcul d'un coefficient adimensionnel qa^* . Celui-ci correspond au rapport du débit annuel $qa(t)$ de l'année t sur \overline{qa} , la moyenne des débits annuels calculée sur une longue période. L'année est considérée comme « humide » si le coefficient est supérieur à 1 et « sèche » s'il est inférieur à 1. Ce coefficient a été calculé pour chaque station, ce qui a permis d'établir une chronique de diagrammes en boxplot sur la période 1980-2013 (Figure 4-8). Les valeurs médianes du coefficient qa^* varient d'environ 0.6 à 1.5. De larges écarts entre les maxima sont visibles : de 0.8 à 2.4 pour le maximum et de 0.3 à 1.1 pour le minimum. Cependant, les variations temporelles affichées par les trois quantiles affichent des variations temporelles similaires. Les conditions d'humidité ou de sécheresse se vérifient sur l'ensemble du territoire français de manière générale. Par exemple, les segments 1988-1991 et 2001-2011 représentent des périodes sèches. Un échantillonnage peu précautionneux d'un point de vue temporel peut ainsi conduire à des estimations biaisées dans le pire des cas. En travaillant sur des périodes d'observations différentes, voire disjointes, il y a un risque de représenter une variabilité temporelle plutôt qu'un effet spatial. L'analyse de cet exemple montre le danger de manipuler des variables hydrologiques extraites de séries non concomitantes.

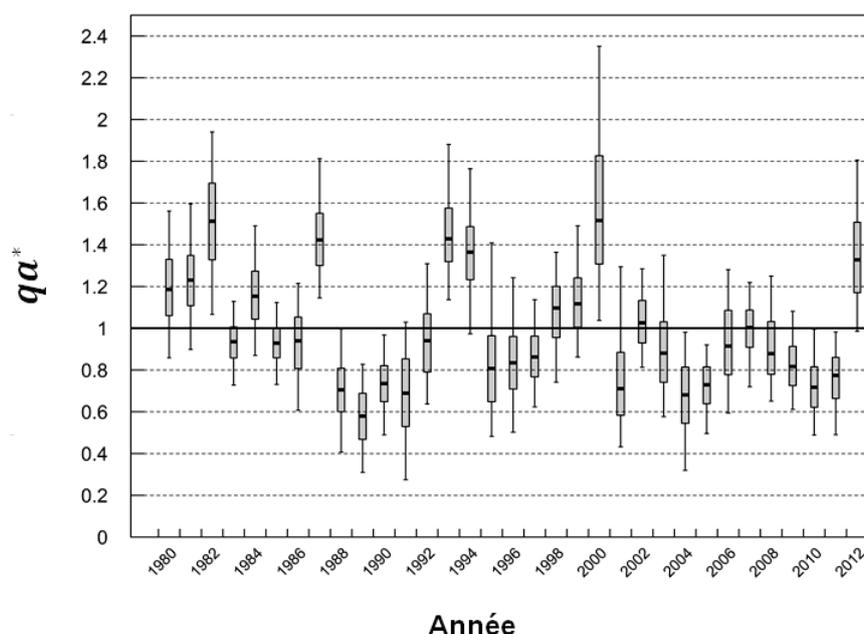


Figure 4-8 : Variation du coefficient adimensionnel qa^* sur 1212 stations durant la période 1980-2013.

Des compromis s'avèrent alors nécessaires entre les critères de sélection et la disponibilité réelle des données. La littérature s'accorde en effet sur la nécessité de disposer d'un échantillon large de bassins versants disposant de longues chroniques d'observation pour assurer à la fois une robustesse et une cohérence temporelle dans les estimations (e.g. Merz et Blöschl, 2005; Andréassian *et al.*, 2006; Oudin *et al.*, 2008; Gupta *et al.*, 2014). Dans les faits, ces deux types de contraintes sont difficiles à concilier. Concernant les contraintes de disponibilité temporelle, il est question de compromis : entre une durée fixe et une durée minimale d'enregistrement d'une part, et entre une période commune de référence pour l'ensemble des stations et des enregistrements se recouvrant partiellement d'autre part. Ces contraintes influencent nécessairement la densité finale du réseau d'observations retenues.

Différentes options sont envisageables, notamment la reconstruction de séries courtes ou incomplètes à partir de l'information disponible aux sites voisins sur la base d'un modèle. Cette reconstitution peut être effectuée sur la base d'une simple régression linéaire, à partir d'un ou plusieurs site(s) voisin(s) (Fiering, 1963; Matalas et Jacobs, 1964; Vogel et Kroll, 1991; Bakke *et al.*, 1999; Catalogne, 2012). Il est également possible d'envisager des méthodes d'ajustement climatique, en utilisant notamment un facteur correctif à partir d'une moyenne pondérée à partir de la distance du site voisin au site cible (Robson et Reed, 1999; Laaha et Blöschl, 2005).

La reconstruction d'une série chronologique peut également être effectuée au moyen d'un modèle hydrologique. Cependant, ces approches présentent toutes un inconvénient : la structure du modèle est susceptible de transparaître dans les données reconstruites et d'introduire ainsi un biais dans les valeurs estimées, en particulier lorsque les lacunes sont trop importantes. Un autre choix consiste à sélectionner une période de référence optimale, maximisant à la fois le recouvrement temporel et la densité de stations de mesure. C'est notamment la solution retenue dans les travaux antérieurs de Sauquet *et al.* (2000). Ceux-ci n'ont gardé que 25% des stations de leur jeu de données initial, ne conservant que les stations présentant des enregistrements continus sur la période la plus longue possible.

4.5. Synthèse

Ce chapitre a permis de dresser un état de l'art des différentes techniques de régionalisation permettant de transférer l'information hydrologique disponible depuis les sites jaugés vers les sites non jaugés. Celles-ci permettent d'optimiser les performances d'estimations et se basent sur des critères de similarité pour regrouper des bassins. Une première partie a été consacrée à la description de critères fréquemment utilisés pour regrouper des bassins similaires.

Par la suite, les différentes techniques de constitution de régions dites « homogènes » ont été exposées. Les regroupements par voisinage hydrologique fixe en constituent la base historique. Les régions peuvent être géographiquement contiguës ou pas. Le regroupement peut être également réalisé sur la base d'un voisinage hydrologique « glissant ». Chaque site cible possède sa propre région homogène formée par les bassins versants les plus proches selon différents critères de similarité.

Le troisième volet s'est attaché à la présentation de plusieurs méthodes d'estimation statistiques permettant d'estimer les variables hydrologiques d'intérêt sur les sites non jaugés sur la base de ces regroupements. Trois types d'approches fréquemment employées en sites non jaugés ont été décrits : les formulations empiriques, la méthode de l'indice de crue et les méthodes d'interpolation, comme le krigeage.

Enfin, le dernier volet explicite les contraintes que peut rencontrer l'hydrologue concernant l'échantillon sur lequel il base sa régionalisation. Les séries hydrologiques doivent en effet être utilisées avec précaution et il est exclu de travailler sur des chroniques présentant des enregistrements disjoints. Ce cadre entraîne des limitations au niveau du jeu de données car il conduit souvent à des compromis entre densité spatiale du réseau d'observations et longueur de recouvrement.

Après ce tour d'horizon des différentes méthodes d'estimation par régionalisation en sites non jaugés, il sera question de leur déploiement dans le cas d'étude de cette thèse. Les prochains chapitres seront consacrés à leur emploi sur les paramètres du modèle QdF pour la description du régime des crues fréquentes sur le territoire français.

Références bibliographiques

- Acreman, M.C. and Sinclair, C.D., 1986, Classification of drainage basins according to their physical characteristics; an application for flood frequency analysis in Scotland. *Journal of Hydrology* 84(3), pp. 365-380.
- Alila, Y. and Mtiraoui, A., 2002, Implications of heterogeneous flood-frequency distributions on traditional stream-discharge prediction techniques. *Hydrological Processes* 16(5), pp. 1065-1084.
- Allamano, P., Claps, P. and Laio, F., 2009, An analytical model of the effects of catchment elevation on the flood frequency distribution. *Water Resources Research* 45(1), pp. 1-12.
- Andréassian, V., Hall, A., Chahinian, N. and Schaake, J., 2006, Introduction and synthesis: Why should hydrologists work on a large number of basin data sets? AISH, Wallingford.
- Bakke, P.D., Thomas, R. and Parrett, C., 1999, Estimation of long-term discharge statistics by regional adjustment. *Journal of the American Water Resources Association* 35(4), pp. 911-921.
- Bates, B.C., Rahman, A., Mein, R.G. and Weinmann, P.W., 1998, Climatic and physical factors that influence the homogeneity of regional floods in southeastern Australia. *Water Resources Research* 34(12), pp. 3369-3381.
- Beable, M.E. and McKerchar, A.I., 1982, Regional flood estimation in New Zealand. Report, New Zealand. Ministry of Works and Development. Water and Soil Division, Wellington [N.Z.]
- Blöschl, G., 2011, *Treatise on Water Science*, Elsevier, Oxford, pp. 519-535.
- Blöschl, G. and Sivapalan, M., 1995, Scale issues in hydrological modelling: A review. *Hydrological Processes* 9(3-4), pp. 251-290.
- Blöschl, G., Sivapalan, M., Wagener, T., Viglione, A. and Savenije, H., 2013, *Runoff prediction in ungauged basins: Synthesis across processes, places and scales*. Cambridge University Press.
- Bocchiola, D., De Michele, C. and Rosso, R., 2003, Review of recent advances in index flood estimation. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 7(3), pp. 283-296.
- Breiman, L., Friedman, J., Stone, C.J. and Olshen, R.A., 1984, *Classification and Regression Trees*. Taylor & Francis.
- Burn, D.H., 1990, Evaluation of regional flood frequency analysis with a region of influence approach. *Water Resources Research* 26(10), pp. 2257-2265.
- Burn, D.H., 1997, Catchment similarity for regional flood frequency analysis using seasonality measures. *Journal of Hydrology* 202(1-4), pp. 212-230.
- Burn, D.H. and Goel, N.K., 2000, The formation of groups for regional flood frequency analysis. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques* 45(1), pp. 97-112.
- Castellarin, A., Burn, D.H. and Brath, A., 2001, Assessing the effectiveness of hydrological similarity measures for flood frequency analysis. *Journal of Hydrology* 241(3-4), pp. 270-285.
- Castellarin, A., Burn, D.H. and Brath, A., 2008, Homogeneity testing: How homogeneous do heterogeneous cross-correlated regions seem? *Journal of Hydrology* 360(1), pp. 67-76.
- Catalogne, C., 2012, Amélioration des méthodes de prédétermination des débits de référence d'étiage en sites peu ou pas jaugés. Thèse de doctorat Sciences de l'Univers et de l'Environnement, Université de Grenoble, p. 285.
- Cavadias, G.S., 1990, The canonical correlation approach to regional flood estimation. IAHS-AISH publication 191, pp. 171-178.
- Choquette, A.F., 1988, Regionalization of peak discharges for streams in Kentucky. Report, p. 114
- Cipriani, T., Toilliez, T. and Sauquet, E., 2012, Estimation régionale des débits décennaux et durées caractéristiques de crue en France. *La Houille Blanche* (4-5), pp. 5-13.

- Creutin, J.D. and Obled, C., 1982, Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: An objective comparison. *Water Resources Research* 18(2), pp. 413-431.
- CTGREF, 1980, Estimation du débit de crue décennal sur un bassin versant non jaugeé : la méthode CRUPEDIX. *Informations techniques du CTGREF* 40(3), pp. 1-4.
- Dalrymple, T., 1960, Flood-frequency analyses, *Manual of Hydrology: Part 3. Report*, p. 80
- Dawson, C.W., Abraham, R.J., Shamseldin, A.Y. and Wilby, R.L., 2006, Flood estimation at ungauged sites using artificial neural networks. *Journal of Hydrology* 319(1), pp. 391-409.
- Di Prinzio, M., Castellarin, A. and Toth, E., 2011, Data-driven catchment classification: application to the pub problem. *Hydrology and Earth System Sciences* 15(6), pp. 1921-1935.
- Eagleson, P.S., 1972, Dynamics of flood frequency. *Water Resources Research* 8(4), pp. 878-898.
- Eaton, B., Church, M. and Ham, D., 2002, Scaling and regionalization of flood flows in British Columbia, Canada. *Hydrological Processes* 16(16), pp. 3245-3263.
- Farquharson, F.A.K., Meigh, J.R. and Sutcliffe, J.V., 1992, Regional flood frequency analysis in arid and semi-arid areas. *Journal of Hydrology* 138(3), pp. 487-501.
- Fiering, M.B., 1963, Use of correlation to improve estimates of the mean and variance. *Report*, p. 9
- Fiorentino, M. and Iacobellis, V., 2001, New insights about the climatic and geologic control on the probability distribution of floods. *Water Resources Research* 37(3), pp. 721-730.
- Gambolati, G. and Volpi, G., 1979, A conceptual deterministic analysis of the kriging technique in hydrology. *Water Resources Research* 15(3), pp. 625-629.
- Garavaglia, F., 2011, Méthode SCHADEX de prédétermination des crues extrêmes. Thèse de doctorat Sciences de l'Univers et de l'Environnement, Université de Grenoble, p. 416.
- Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blaškovičová, L., Blöschl, G., Borga, M., Dumitrescu, A., Daliakopoulos, I., Garcia, J., Irimescu, A., Kohnova, S., Koutroulis, A., Marchi, L., Matreata, S., Medina, V., Preciso, E., Sempere-Torres, D., Stancalie, G., Szolgay, J., Tsanis, I., Velasco, D. and Viglione, A., 2009, A compilation of data on European flash floods. *Journal of Hydrology* 367(1), pp. 70-78.
- Gottschalk, L., 1993, Correlation and covariance of runoff. *Stochastic Hydrology and Hydraulics* 7(2), pp. 85-101.
- Gottschalk, L., Leblais, E. and Skoien, J.O., 2011, Correlation and covariance of runoff revisited. *Journal of Hydrology* 398(1-2), pp. 76-90.
- Griffis, V.W. and Stedinger, J.R., 2007, Log-Pearson type 3 distribution and its application in flood frequency analysis. I : distribution characteristics. *Journal of Hydrologic Engineering* 12(5), pp. 482-491.
- Gupta, H.V., Perrin, C., Blöschl, G., Montanari, A., Kumar, R., Clark, M. and Andreassian, V., 2014, Large-sample hydrology: a need to balance depth with breadth. *Hydrology and Earth System Sciences* 18(2), pp. 463-477.
- Gupta, V.K. and Dawdy, D.R., 1995, Physical interpretations of regional variations in the scaling exponents of flood quantiles. *Hydrological Processes* 9(3-4), pp. 347-361.
- Gupta, V.K., Mesa, O.J. and Dawdy, D.R., 1994, Multiscaling theory of flood peaks: Regional quantile analysis. *Water Resources Research* 30(12), pp. 3405-3421.
- Hingray, B., Picouet, C. and Musy, A., 2009, *Hydrologie. 2- Une science pour l'ingénieur*. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne.
- Hirschboeck, K.K., 1987, Hydrologic frequency modeling: proceedings of the international symposium on flood frequency and risk analyses, 14-17 May 1986, Louisiana State University, Baton Rouge, U.S.A. Singh, V.P. (ed), Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 199-212.
- Hirschboeck, K.K., 1988, Flood geomorphology. Baker, V.R. (ed), Wiley-Interscience, pp. 27-49.
- Hosking, J.R. and Wallis, J.R., 1997, *Regional frequency analysis: an approach based on L-moments*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.

- Hosking, J.R.M. and Wallis, J.R., 1988, The effect of intersite dependence on regional flood frequency analysis. *Water Resources Research* 24(4), pp. 588-600.
- Hosking, J.R.M. and Wallis, J.R., 1993, Some statistics useful in regional frequency analysis. *Water Resources Research* 29(2), pp. 271-281.
- House, P.K. and Hirschboeck, K.K., 1997, Hydroclimatological and paleohydrological context of extreme winter flooding in Arizona, 1993. Report, Geological Society of America, p. 27
- Hrachowitz, M., Savenije, H.H.G., Blöschl, G., McDonnell, J.J., Sivapalan, M., Pomeroy, J.W., Arheimer, B., Blume, T., Clark, M.P., Ehret, U., Fenicia, F., Freer, J.E., Gelfan, A., Gupta, H.V., Hughes, D.A., Hut, R.W., Montanari, A., Pande, S., Tetzlaff, D., Troch, P.A., Uhlenbrook, S., Wagener, T., Winsemius, H.C., Woods, R.A., Zehe, E. and Cudennec, C., 2013, A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB)a review. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques* 58(6), pp. 1198-1255.
- Ishak, E., Haddad, K., Zaman, M. and Rahman, A., 2011, Scaling property of regional floods in New South Wales Australia. *Natural Hazards* 58(3), pp. 1155-1167.
- Jain, S. and Lall, U., 2000, Magnitude and timing of annual maximum floods: Trends and large-scale climatic associations for the Blacksmith Fork River, Utah. *Water Resources Research* 36(12), pp. 3641-3651.
- Jingyi, Z. and Hall, M.J., 2004, Regional flood frequency analysis for the Gan-Ming River basin in China. *Journal of Hydrology* 296(1), pp. 98-117.
- Journel, A.G. and Huijbregts, C.J., 1978, *Mining geostatistics*. Academic Press.
- Kjeldsen, T.R. and Jones, D., 2007, Estimation of an index flood using data transfer in the UK. *Hydrological Sciences Journal* 52(1), pp. 86-98.
- Kjeldsen, T.R. and Jones, D.A., 2009, An exploratory analysis of error components in hydrological regression modeling. *Water Resources Research* 45, pp. 1-13.
- Kjeldsen, T.R. and Jones, D.A., 2010, Predicting the index flood in ungauged UK catchments: On the link between data-transfer and spatial model error structure. *Journal of Hydrology* 387(1-2), pp. 1-9.
- Kundzewicz, Z.W. and Robson, A., 2000, Detecting trend and other changes in hydrological data. Kundzewicz, Z.W. and Robson, A. (eds), pp. 1-157, WMO/UNESCO, WCDMP-45, WMO/TD 1013, Geneva.
- Laaha, G. and Blöschl, G., 2005, Low flow estimates from short stream flow records - a comparison of methods. *Journal of Hydrology* 306(1-4), pp. 264-286.
- Laaha, G. and Blöschl, G., 2006, A comparison of low flow regionalisation methods—catchment grouping. *Journal of Hydrology* 323(1-4), pp. 193-214.
- Laaha, G., Skøien, J.O. and Blöschl, G., 2014, Spatial prediction on river networks: comparison of top-kriging with regional regression. *Hydrological Processes* 28(2), pp. 315-324.
- Laaha, G., Skøien, J.O., Nobilis, F. and Blöschl, G., 2013, Spatial prediction of stream temperatures using Top-Kriging with an external drift. *Environmental Modeling & Assessment* 18(6), pp. 671-683.
- Larsen, J.E., Sivapalan, M., Coles, N.A. and Linnet, P.E., 1994, Similarity analysis of runoff generation processes in real-world catchments. *Water Resources Research* 30(6), pp. 1641-1652.
- Madsen, H. and Rosbjerg, D., 1997, Generalized least squares and empirical Bayes estimation in regional partial duration series index-flood modeling. *Water Resources Research* 33(4), pp. 771-781.
- Mardia, K.V., 1972, A multi-sample uniform scores test on a circle and its parametric competitor. *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)* 34(1), pp. 102-113.
- Matalas, N.C. and Jacobs, B., 1964, A correlation procedure for augmenting hydrologic data. Report, p. 7
- Matheron, G., 1963, Principles of geostatistics. *Economic Geology* 58(8), pp. 1246-1266.

- Matheron, G., 1965, Les variables régionalisées et leur estimation, une application de la théorie des fonctions aléatoires aux sciences de la nature. Masson, Paris.
- Merz, R. and Blöschl, G., 2003, A process typology of regional floods. *Water Resources Research* 39(12), pp. 1-20.
- Merz, R. and Blöschl, G., 2005, Flood frequency regionalisation-spatial proximity vs. catchment attributes. *Journal of Hydrology* 302(1-4), pp. 283-306.
- Merz, R. and Blöschl, G., 2009, Process controls on the statistical flood moments - a data based analysis. *Hydrological Processes* 23(5), pp. 675-696.
- Merz, R. and Blöschl, G., 2008a, Flood frequency hydrology: 1. Temporal, spatial, and causal expansion of information. *Water Resources Research* 44(8), pp. 1-17.
- Merz, R. and Blöschl, G., 2008b, Flood frequency hydrology: 2. Combining data evidence. *Water Resources Research* 44(8), pp. 1-16.
- Micevski, T. and Kuczera, G., 2009, Combining site and regional flood information using a Bayesian Monte Carlo approach. *Water Resources Research* 45(4), pp. 1-11.
- Nathan, R.J. and McMahon, T.A., 1990, Identification of homogeneous regions for the purposes of regionalisation. *Journal of Hydrology* 121(1), pp. 217-238.
- Ouarda, T.B.M.J., Bâ, K.M., Diaz-Delgado, C., Cârsteanu, A., Chokmani, K., Gingras, H., Quentin, E., Trujillo, E. and Bobée, B., 2008, Intercomparison of regional flood frequency estimation methods at ungauged sites for a Mexican case study. *Journal of Hydrology* 348(1), pp. 40-58.
- Ouarda, T.B.M.J., Girard, C., Cavadias, G.S. and Bobée, B., 2001, Regional flood frequency estimation with canonical correlation analysis. *Journal of Hydrology* 254(1-4), pp. 157-173.
- Oudin, L., Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C. and Le Moine, N., 2008, Spatial proximity, physical similarity, regression and ungauged catchments: A comparison of regionalization approaches based on 913 French catchments. *Water Resources Research* 44(3), pp. n/a-n/a.
- Oudin, L., Kay, A., Andréassian, V. and Perrin, C., 2010, Are seemingly physically similar catchments truly hydrologically similar? *Water Resources Research* 46(11), pp. 1-15.
- Pandey, G.R. and Nguyen, V.T.V., 1999, A comparative study of regression based methods in regional flood frequency analysis. *Journal of Hydrology* 225(1-2), pp. 92-101.
- Paquet, E., Gailhard, J. and Garçon, R., 2006, Evolution de la méthode du gradex : approche par type de temps et modélisation hydrologique. *La Houille Blanche* 5, pp. 80-90.
- Paquet, E., Garavaglia, F., Garçon, R. and Gailhard, J., 2013, The SCHADEX method: A semi-continuous rainfall-runoff simulation for extreme flood estimation. *Journal of Hydrology* 495, pp. 23-37.
- Parajka, J., Kohnova, S., Balint, G., Barbuc, M., Borga, M., Claps, P., Cheval, S., Dumitrescu, A., Gaume, E., Hlavcova, K., Merz, R., Pfaundler, M., Stancalie, G., Szolgay, J. and Blöschl, G., 2010, Seasonal characteristics of flood regimes across the Alpine-Carpathian range. *Journal of Hydrology* 394(1-2), pp. 78-89.
- Pekárová, P., Miklánek, P. and Pekár, J., 2003, Spatial and temporal runoff oscillation analysis of the main rivers of the world during the 19th-20th centuries. *Journal of Hydrology* 274(1-4), pp. 62-79.
- Petrow, T., Merz, B., Lindenschmidt, K.E. and Thielen, A.H., 2007, Aspects of seasonality and flood generating circulation patterns in a mountainous catchment in south-eastern Germany. *Hydrology and Earth System Sciences* 11(4), pp. 1455-1468.
- Petrow, T., Zimmer, J. and Merz, B., 2009, Changes in the flood hazard in Germany through changing frequency and persistence of circulation patterns. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9(4), pp. 1409-1423.
- Rao, A.R. and Srinivas, V.V., 2006a, Regionalization of watersheds by fuzzy cluster analysis. *Journal of Hydrology* 318(1), pp. 57-79.

- Rao, A.R. and Srinivas, V.V., 2006b, Regionalization of watersheds by hybrid-cluster analysis. *Journal of Hydrology* 318(1), pp. 37-56.
- Razavi, T. and Coulibaly, P., 2013, Streamflow Prediction in Ungauged Basins: review of regionalization methods. *Journal of Hydrologic Engineering* 18(8), pp. 958-975.
- Reed, D.W., Jakob, D., Robson, A.J., Faulkner, D.S. and Stewart, E.J., 1999, Regional frequency analysis: A new vocabulary. IAHS-AISH publication (255), pp. 237-243.
- Ribatet, M., Sauquet, E., Grésillon, J.-M. and Ouarda, T.B.M.J., 2007a, A regional Bayesian POT model for flood frequency analysis. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 21(4), pp. 327-339.
- Ribatet, M., Sauquet, E., Grésillon, J.M. and Ouarda, T.B.M.J., 2007b, Usefulness of the reversible jump Markov chain Monte Carlo model in regional flood frequency analysis. *Water Resources Research* 43(8), pp. 1-14.
- Robinson, J.S. and Sivapalan, M., 1997, Temporal scales and hydrological regimes: Implications for flood frequency scaling. *Water Resources Research* 33(12), pp. 2981-2999.
- Robson, A.J. and Reed, D.W., 1999, Flood Estimation Handbook, vol. 3 : Statistical Procedures for Flood Frequency Estimation. Wallingford, UK.
- Samuel, J., Coulibaly, P. and Metcalfe, R.A., 2011, Estimation of continuous streamflow in Ontario ungauged basins: comparison of regionalization methods. *Journal of Hydrologic Engineering* 16(5), pp. 447-459.
- Sauquet, E., 2013, Analyse des régimes hydrologiques : quels apports à la gestion de l'eau ? Habilitation à Diriger les Recherches, Université de Grenoble, p. 228.
- Sauquet, E. and Catalogne, C., 2011, Comparison of catchment grouping methods for flow duration curve estimation at ungauged sites in France. *Hydrology and Earth System Sciences* 15(8), pp. 2421-2435.
- Sauquet, E., Gottschalk, L. and Leblois, E., 2000, Mapping average annual runoff: a hierarchical approach applying a stochastic interpolation scheme. *Hydrological Sciences Journal* 45(6), pp. 799-815.
- Shu, C. and Burn, D.H., 2004, Artificial neural network ensembles and their application in pooled flood frequency analysis. *Water Resources Research* 40(9), pp. 1-10.
- Shu, C. and Ouarda, T.B.M.J., 2008, Regional flood frequency analysis at ungauged sites using the adaptive neuro-fuzzy inference system. *Journal of Hydrology* 349(1), pp. 31-43.
- Sivapalan, M., 2003, Prediction in ungauged basins: a grand challenge for theoretical hydrology. *Hydrological Processes* 17(15), pp. 3163-3170.
- Sivapalan, M., Beven, K. and Wood, E.F., 1987, On hydrologic similarity: 2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resources Research* 23(12), pp. 2266-2278.
- Sivapalan, M., Blöschl, G., Merz, R. and Gutknecht, D., 2005, Linking flood frequency to long-term water balance: Incorporating effects of seasonality. *Water Resources Research* 41(6), pp. 1-17.
- Skoien, J.O., Merz, R. and Blöschl, G., 2006, Top-kriging - geostatistics on stream networks. *Hydrology and Earth System Sciences* 10(2), pp. 277-287.
- Smith, J.A., 1992, Representation of basin scale in flood peak distributions. *Water Resources Research* 28(11), pp. 2993-2999.
- St-Hilaire, A., Ouarda, T.B.M.J., Lachance, M., Bobée, B., Gaudet, J. and Gignac, C., 2003, Assessment of the impact of meteorological network density on the estimation of basin precipitation and runoff: a case study. *Hydrological Processes* 17(18), pp. 3561-3580.
- Stahl, K., Hisdal, H., Hannaford, J., Tallaksen, L.M., van Lanen, H.A.J., Sauquet, E., Demuth, S., Fendekova, M. and Jódar, J., 2010, Streamflow trends in Europe: evidence from a dataset of near-natural catchments. *Hydrology and Earth System Sciences* 14(12), pp. 2367-2382.
- Stedinger, J.R. and Tasker, G.D., 1985, Regional Hydrologic Analysis: 1. Ordinary, Weighted, and Generalized Least Squares Compared. *Water Resources Research* 21(9), pp. 1421-1432.

- Tasker, G.D., 1980, Hydrologic regression with weighted least squares. *Water Resources Research* 16(6), pp. 1107-1113.
- Tasker, G.D., 1982, Comparing methods of hydrologic regionalisation. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 18(6), pp. 965-970.
- Tasker, G.D., Hodge, S.A. and Barks, C.S., 1996, Region of influence regression for estimating the 50-year flood at ungaged sites. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 32(1), pp. 163-170.
- Thomas, D.M. and Benson, M.A., 1970, Generalization of streamflow characteristics from drainage-basin characteristics. Report, p. 55
- Viglione, A., Chirico, G.B., Komma, J., Woods, R., Borga, M. and Blöschl, G., 2010a, Quantifying space-time dynamics of flood event types. *Journal of Hydrology* 394(1), pp. 213-229.
- Viglione, A., Chirico, G.B., Woods, R. and Blöschl, G., 2010b, Generalised synthesis of space-time variability in flood response: An analytical framework. *Journal of Hydrology* 394(1), pp. 198-212.
- Viglione, A., Laio, F. and Claps, P., 2007, A comparison of homogeneity tests for regional frequency analysis. *Water Resources Research* 43(3), pp. 1-10.
- Vogel, R.M. and Kroll, C.N., 1991, The value of streamflow record augmentation procedures in low-flow and flood-flow frequency analysis. *Journal of Hydrology* 125(3), pp. 259-276.
- Wardrop, D.H., Bishop, J.A., Easterling, M., Hychka, K., Myers, W., Patil, G.P. and Taillie, C., 2005, Use of landscape and land use parameters for classification and characterization of watersheds in the mid-Atlantic across five physiographic provinces. *Environmental and Ecological Statistics* 12(2), pp. 209-223.
- Wasson, J.G., Chandesris, A., Pella, H. and Blanc, L., 2004, Les hydro-écorégions : une approche fonctionnelle de la typologie des rivières pour la Directive cadre européenne sur l'eau. *Ingénieries - E A T* (40), pp. 3-10.
- Wiltshire, S.E., 1985, Grouping basins for regional flood frequency analysis. *Hydrological Sciences Journal* 30(1), pp. 151-159.
- Wiltshire, S.E., 1986, Regional flood frequency analysis I: Homogeneity statistics. *Hydrological Sciences Journal* 31(3), pp. 321-333.
- Wood, E.F., 1976, Analysis of effects of parameter uncertainty in deterministic hydrologic models. *Water Resources Research* 12(5), pp. 925-932.
- Woods, R. and Sivapalan, M., 1999, A synthesis of space-time variability in storm response: Rainfall, runoff generation, and routing. *Water Resources Research* 35(8), pp. 2469-2485.
- Zehe, E. and Blöschl, G., 2004, Predictability of hydrologic response at the plot and catchment scales: Role of initial conditions. *Water Resources Research* 40(10), pp. 1-21.

Chapitre 5. Premières estimations en sites non jaugés par formulations empiriques

Dans ce chapitre, les trois paramètres du modèle QdF \mathbf{x}_0 , \mathbf{a} et Δ présenté en section 3.1.2 seront estimés en sites non jaugés par l'utilisation de régionalisations à base de découpage spatial. Un premier travail sera consacré au choix d'un échantillon adapté mais aussi à la sélection de descripteurs pertinents à injecter dans les régressions multiples. A l'issue de ces étapes, la définition d'une procédure de régression est mise en place afin de sélectionner une information pertinente mais également parcimonieuse en termes de variables. Cette procédure est ensuite appliquée aux trois régionalisations retenues : le territoire national, les régions hydrographiques et les Hydro Eco Régions modifiées. Les résultats d'estimations et de performances, notamment en validation croisée sur chaque paramètre sont développés en dernière section. Les formulations obtenues sur chaque régionalisation permettent d'établir les premières cartographies des paramètres du modèle QdF .

5.1. Choix dans l'échantillonnage retenu

Comme on a pu le voir dans le chapitre précédent, les chroniques hydrologiques doivent être manipulées avec précaution et il est a priori exclu de travailler sur des chroniques présentant des enregistrements disjoints. L'échantillon des 1405 stations retenues précédemment comporte cependant des séries non concomitantes sur la période 1980-2013. Par ailleurs, les écarts entre deux chroniques peuvent être considérables du fait du minimum de 10 années d'enregistrement retenu. En effet, il est par exemple problématique d'utiliser dans un même échantillon de régionalisation une série couvrant la période 1980-1990 et une autre couvrant 2000-2013. Une restriction dans le jeu de données initial est donc nécessaire.

Plusieurs options sont possibles. Il est en effet possible de combler les lacunes ou considérer une période de référence optimale, maximisant à la fois le recouvrement temporel et la densité de stations de mesure. Il est également possible d'avoir recours à une solution intermédiaire mixte comme celle mise en œuvre dans les travaux de Sauquet (2006). Celui-ci retient un échantillon de stations ne comportant qu'une faible proportion de lacunes avec un taux de complétion minimal de 85% sur une période de suivi imposée. Les lacunes sont comblées par relations linéaires entre stations. Une autre solution consiste à ne conserver que les stations présentant des enregistrements continus sur la période la plus longue possible (Sauquet *et al.*, 2000). Le recours à une période de référence commune avec un minimum de complétion dans les séries est plus souvent employé.

Cependant, il est souvent difficile de fixer une longueur minimale de chronique qui dépend de la statistique hydrologique étudiée, ou un ratio maximal de lacunes de cette chronique. Il est possible de citer plusieurs exemples. Pour le débit d'étiage, Catalogne (2012) retient des stations présentant au moins 26 années de données sur la période 1970-2005, ce qui implique un taux de complétion minimal de l'ordre de 74% pour obtenir une estimation fiable du quantile sur la période de disponibilité. Concernant les statistiques relatives aux crues fréquentes, on rappelle qu'un minimum d'enregistrement d'au moins deux fois la période de retour considérée est recommandé (e.g. Lang *et al.*, 1999; Robson et Reed, 1999). Ce minimum est retenu chez Keast et Ellison (2013). Cependant, des sélections plus restrictives ne sont pas rares, comme un minimum de 20 années de données (Beran et Nozdryn-Plotnicki, 1977). Pour la constitution de groupes homogènes en régionalisation, le Flood Estimation Handbook (Robson et Reed, 1999) recommande la « règle des 5T », c'est-à-dire qu'il est nécessaire d'utiliser des stations présentant un nombre d'années au moins égal à 5 fois la période de retour considérée pour chaque région.

Sur la base de ces exemples, il a été décidé que seules les stations présentant au moins **20 années hydrologiques** sur la période 1980-2013 seront conservées. Pour rappel, une année hydrologique (1^{er} septembre au 31 août) est considérée comme complète si elle comporte au moins 300 jours d'enregistrement (*cf.* 2.6). L'échantillon ainsi formé comporte **965 stations** (Figure 5-1). La liste des stations retenues figure en Annexe V.

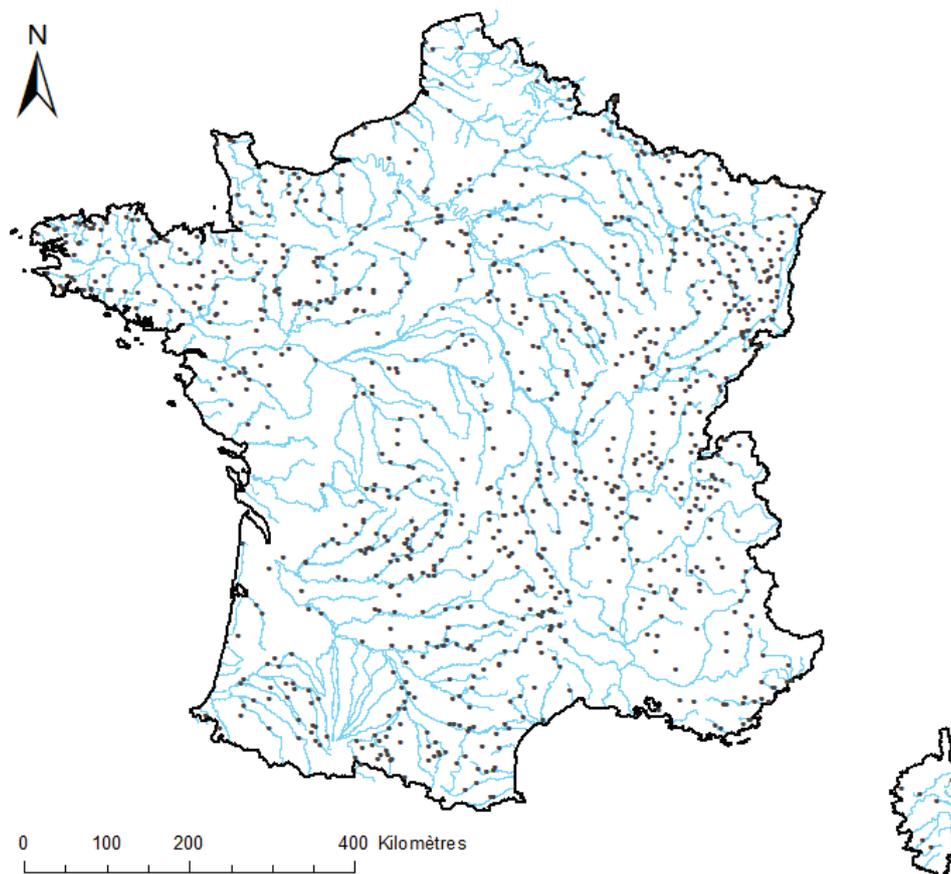


Figure 5-1 : Localisation des 965 stations sélectionnées pour la mise en œuvre de formulations empiriques sur le territoire métropolitain.

5.2. Choix de données descriptives

Les approches empiriques mises en œuvre dans ce chapitre vont établir des liens entre variables hydrologiques d'intérêt et descripteurs physiographiques/climatiques des bassins versants. Les descripteurs pouvant être injectés dans les régressions multiples sont nombreux. Il est donc nécessaire d'identifier l'information optimale sur les données descriptives adaptées à l'analyse du régime des crues fréquentes. Celles-ci peuvent être classées en quatre grandes catégories :

- physiographie (topographie, géométrie, hypsométrie, etc.),
- climat (pluviométrie, température, etc.),
- sol et sous-sol (géologie, pédologie, hydrogéologie, etc.),
- occupation du sol.

Notons qu'au sein de ces catégories, il n'existe pas de définitions universelles pour un descripteur. Par exemple, il n'y a pas une définition de la pente du bassin versant et la description du relief d'un bassin versant se base sur des indices caractéristiques (pente moyenne, indice de pente, altitudes caractéristiques...).

Un certain nombre de variables retenues sont classiquement employées pour la mise en œuvre de formulations empiriques régionales en hydrologie et ont également été utilisées dans des travaux récents sur des statistiques hydrologiques (Catalogne, 2012; Cipriani *et al.*, 2012). L'objectif de cette partie est de disposer de données descriptives pouvant être extraites en tout point du réseau hydrographique français. L'extraction des descripteurs est réalisée d'après les sources de données suivantes :

- les données morphologiques calculées à partir d'un MNT de résolution 500×500 mètres couplé à un plan de drainage décrivant la direction de l'écoulement de surface en chaque maille dans un plan horizontal, via le logiciel Hydrodem (Leblois, 2012),
- les données climatiques issues des archives SAFRAN (Quintana-Seguí *et al.*, 2008) issues des dernières réanalyses SAFRAN sur un maillage régulier de 8×8 km² (Vidal *et al.*, 2010),
- les données hydrogéologiques du « référentiel Margat » du BRGM (Margat, 1978),
- les données géologiques issues de la réinterprétation simplifiée des cartes et notices géologiques du BRGM (Wasson *et al.*, 2001),
- les données d'occupation du sol issues de la base Corine Land Cover² de 1990, réinterprétées par Catalogne (2012).

5.2.1. Données morphologiques

Les variables suivantes ont été retenues pour décrire la physiographie des bassins versants :

- la surface topographique du bassin versant, notée S (en km²),
- la plus grande longueur du bassin versant, notée L (en km),
- les coordonnées du centre de gravité, notées Xg et Yg (en $10^3 \cdot \text{km}$),
- la densité de drainage, notée Ddr (en km/km²),
- les quantiles d'altitudes à 25, 50 et 75% extraits de la courbe hypsométrique, notés respectivement $Z25$, $Z50$ et $Z75$ (en m NGF),
- la pente moyenne, notée $Pentemoy$ (m/m),
- l'indice d'allongement moyen du bassin, attribué à Caquot par Réménieras (1986) et basé sur le plus long chemin potentiel parcouru par l'eau depuis le point le plus en amont, noté Rem (sans unité). Il est défini comme :

$$Rem = \frac{L}{\sqrt{S}}$$

- l'indice de saturation de bassin de Kirkby (Beven et Kirkby, 1979), noté IB (sans unité). Cet indice topographique a été récemment utilisé lors de l'étude des zones humides. Il est défini comme :

$$IB = \log \left(\frac{\alpha}{\tan \beta} \right) \text{ où } \alpha \text{ est l'aire drainée (en km}^2\text{) et } \beta \text{ la pente locale (en m/m).}$$

² <http://www.statistiques.developpement-durable.gouv.fr/donnees-ligne/t/conditions-dutilisation.html>

5.2.2. Données climatologiques

La sélection des données climatiques a été réalisée en cohérence avec la nature des statistiques hydrologiques étudiées. Leur calcul est basé sur les données des mailles SAFRAN disponibles sur la période 1980-2013 pour être en phase avec les données de débit. Les chroniques de température et pluviométriques sont fournies au pas de temps journalier (pluviométrie et température).

- la température moyenne interannuelle de bassin, notée TA (en K),
- la pluie interannuelle moyenne de bassin, notée PA (en mm),

Les valeurs de TA et de PA ont été calculées en tout point du réseau hydrographique grâce au logiciel Hydrodem.

- Les paramètres de la loi exponentielle de bassin ajustée aux valeurs extrêmes des pluies SAFRAN (mm/j) à différentes durées compatibles avec les durées des crues des bassins étudiés.

Ces paramètres ont été calculés à partir d'un échantillonnage par valeurs supérieures à un seuil sur les valeurs des pluies journalières SAFRAN. La sélection est basée sur les conditions suivantes :

- une fenêtre moyenne de quatre événements par an,
- un critère d'espacement minimal entre chaque événement sélectionné. Ce critère permet d'assurer l'indépendance entre deux événements ; il n'est pas possible d'appliquer de critère de « redescente » comme pour les débits de crue. Ce critère dépend de la durée considérée (Tableau 5-1 ci-dessous) :

Paramètre	Notation par durée			
	1 jour	2 jours	4 jours	10 jours
Position x_0	$x0_SAFRAN_1j$	$x0_SAFRAN_2j$	$x0_SAFRAN_4j$	$x0_SAFRAN_10j$
Gradex a	a_SAFRAN_1j	a_SAFRAN_2j	a_SAFRAN_4j	a_SAFRAN_10j
Critère d'espacement minimal	5 jours	7 jours	10 jours	20 jours

Tableau 5-1 : Notations et critères d'espacement minimal pour les paramètres de position et le gradex de la loi exponentielle ajustée sur les échantillons sup-seuil des chroniques de pluie SAFRAN.

Les valeurs de x_0 et de a de bassin à différentes durées ont été calculées à partir des chroniques SAFRAN en tout point du réseau hydrographique grâce au logiciel Hydrodem. Une cartographie de x_0 et de a de bassin pour la durée 1 jour est visible en Figure 5-2.

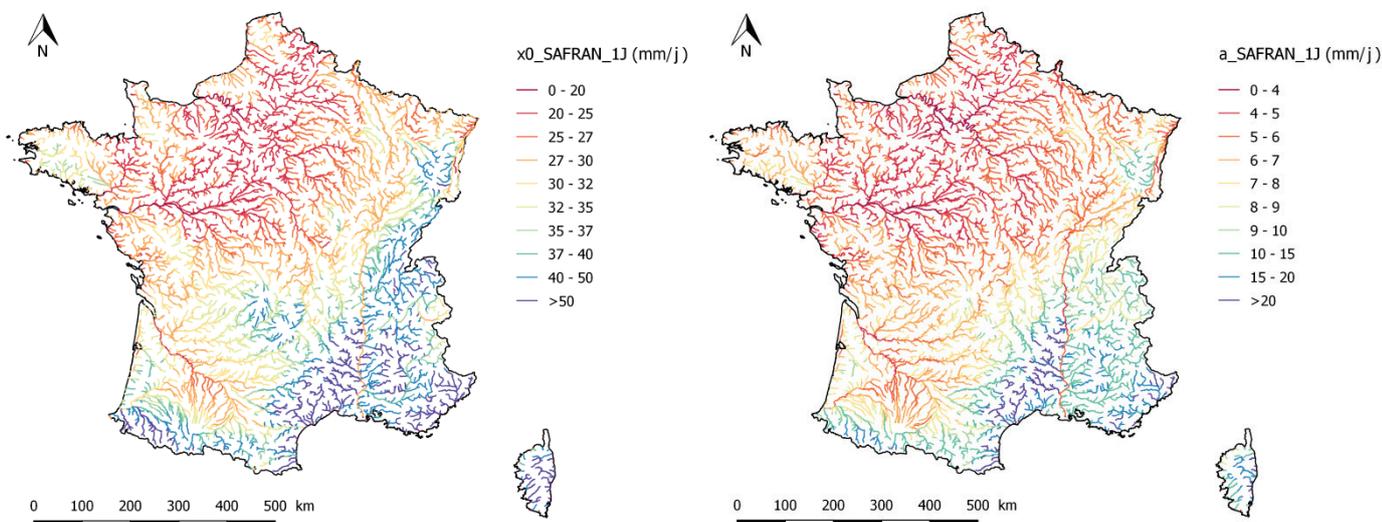


Figure 5-2 : Cartographies de x_0 (à gauche) et de a (à droite) de bassin pour la durée 1 jour sur le territoire français, calculés à partir des chroniques journalières de pluie SAFRAN sur la période 1980-2013.

5.2.3. Données géologiques et hydrogéologiques

Les variables des données géologiques sont basées sur la classification de perméabilité des roches utilisée par Wasson *et al.* (2001) et reposant sur les travaux de Zumstein et Gille (1989). La perméabilité des roches a en effet une incidence sur le fonctionnement hydrologique des cours d'eau, notamment en crue et sur le drainage des bassins versants (Wasson *et al.*, 2001).

En chaque point du réseau hydrographique ont donc été calculés les ratios surfaciques de bassin :

- la proportion de roches perméables, notée *p.c.Per* (en %) ;
- la proportion de roches peu perméables, notée *p.c.LowPer* (en %) ;
- la proportion de roches imperméables, notée *p.c.Imper* (en %).

Concernant les données hydrogéologiques, la classification de Margat (1978) a été reprise. Les réactions des bassins versants à un évènement de crue dépendent souvent du type d'aquifères. Ceux-ci peuvent représenter un soutien de crue ou être totalement imperméables. Le classement considéré comprend quatre grands groupes d'aquifères d'après une typologie « géohydrodynamique ».

En chaque point du réseau hydrographique ont donc été calculés les ratios surfaciques de bassin :

- la proportion de systèmes aquifères à aire d'alimentation, notée *p.c. AquAireAlim* (en %). Il s'agit du pourcentage surfacique d'aquifère à surface libre assimilable à une aire d'alimentation ;
- la proportion d'aires d'émergence (de nappes libres ou captives), notée *p.c.AquiEmer* (en %) ;

- la proportion de formations très faiblement perméables, notée *p.c.AquiImp* (en %). Il s'agit de formations « imperméables » en pratique et des domaines où le ruissellement est très prédominant par suite de facteurs morphologiques, comme les zones montagneuses à forte pente ;
- la proportion d'aquifères alluviaux subordonnés à des cours d'eau de surface exogènes, qu'ils soient emboîtés dans des aquifères étendus ou non. Cette variable est notée *p.c.AquiSub* (en %).

5.2.4. Données d'occupation du sol

Concernant l'occupation du sol, la réinterprétation des catégories de la nomenclature Corine Land Cover proposée par Catalogne (2012) a été reprise. En chaque point du réseau hydrographique, ont donc été calculés les ratios surfaciques de bassin pour les 5 classes suivantes :

- le pourcentage de surface occupée par les plans d'eau et/ou marais, notée *p.c.water* (en %) ;
- le pourcentage de surface occupée par les glaciers et neiges éternelles, notée *p.c.ice* (en %) ;
- le pourcentage de surface située en zone urbaine, notée *p.c.urban* (en %) ;
- le pourcentage de surface sans végétation, notée *p.c.rock* (en %) ;
- le pourcentage de surface occupée par les surfaces agricoles, notée *p.c.agro* (en %) ;
- le pourcentage de surface occupée par la prairie et/ou la végétation basse, notée *p.c.grass* (en %) ;
- le pourcentage de surface occupée par la forêt, notée *p.c.forest* (en %).

Cette sélection de variables descriptives des bassins versants a été réalisée avec un souci d'exhaustivité. Il est néanmoins possible que d'autres données non retenues ici puissent apporter une information pertinente pour la description du régime des crues fréquentes. Par ailleurs, parmi la sélection, il est probable que certaines se révéleront redondantes (le ratio d'aquifère imperméable ou de roche imperméable par exemple) ou inutiles. Cette contrainte est donc à prendre en compte dans la procédure de détermination des formules empiriques.

5.3. Choix d'une procédure de régression

Après avoir réalisé un inventaire de variables descriptives, il convient d'en retenir un nombre parcimonieux dans les régressions. Le choix s'est porté sur un maximum de quatre variables pour chaque formulation. Les formules retenues sont de type puissance, obtenues par un modèle linéaire mettant en œuvre les variables transformées par un passage au logarithme népérien. Pour cela, il est nécessaire que les variables descriptives de base soient strictement supérieures à zéro. Aussi, pour s'affranchir de cette contrainte, une transformation a été effectuée sur les données de type pourcentage avec ajout d'une constante de 1% avant le passage au logarithme. Par exemple, un pourcentage égal à 0 devient une variable égale à 1. Un pourcentage de 60% devient une variable égale à 61 (60+1).

Le choix des descripteurs dans une régression à injecter reste une étape délicate dans ce type de méthode. Il peut par exemple être guidé par l'expertise de l'hydrologue sur la connaissance des processus et mécanismes sous-jacents dans la génération des crues. Cependant, cette démarche reste subjective et il est parfois préférable d'employer des méthodes automatisées plus objectives. Pour cela, il est possible de faire appel à des procédures de sélection de variables, comme les méthodes de type « pas à pas » qui fonctionnent par ajout (« méthode ascendante ») ou élimination (« méthode descendante ») successif de variables (Dodge et Rousson, 1999). Ces procédures présentent également l'avantage de permettre de maîtriser le nombre de variables descriptives introduites dans le modèle. Celles-ci se basent sur des critères décisionnels à chaque étape, comme le critère d'information d'Akaike (Akaike, 1998), le critère d'information bayésien ou le critère du C_p de Mallou utilisé par Laaha et Blöschl (2006), par exemple.

Dans cette même famille, la procédure « stepwise » constitue une amélioration de la méthode ascendante car les variables introduites précédemment dans le modèle sont réexaminées à chaque étape et peuvent être éliminées ultérieurement. Malheureusement, le point faible de ce type de méthode automatisée est qu'elle a tendance à conserver des variables qui sont parfois autocorrélées, ce qui nuit fortement à la qualité et à la robustesse de la régression finale. Pour pallier cela, il est possible d'utiliser la régression *PLS* (« *partial least square* ») qui est une régression sur composantes orthogonales. La contrepartie est un accroissement souvent rédhibitoire de la complexité de l'interprétation des résultats. En effet, chaque composante est obtenue par combinaison linéaire d'un nombre parfois très important de variables. En raison de la complexification des formulations qu'elle implique, cette méthode n'a donc pas été employée.

La procédure « pas à pas » ascendante avec ajout de variables semble le plus correspondre au format du modèle développé ici, notamment vis-à-vis du choix de sélection de une à quatre variables descriptives pour chaque formule. On examine un modèle avec une seule variable explicative puis on introduit une à une d'autres variables explicatives (Lebart *et al.*, 1997). Plusieurs contraintes ont été fixées pour élaborer une procédure de sélection de données performante :

- sélectionner des variables explicatives pertinentes ;
- sélectionner un nombre réduit de variables (principe de parcimonie) ;
- restreindre les problèmes de colinéarité des variables descriptives.

Des contrôles et critères ont donc été mis en place pour répondre à chaque type de problématique tout au long de la procédure de régression.

- **Sélection de variables explicatives pertinentes**

La sélection des variables explicatives se base sur le Critère d'Information d'Akaike (1998). Celui-ci est défini par :

$$AIC = -2\log(\tilde{L}) + 2\tilde{k} \quad (5.1)$$

où \tilde{L} est la vraisemblance maximisée et \tilde{k} le nombre de paramètres libres dans le modèle. Ce critère implique que la déviance du modèle $-2\log(\tilde{L})$ est pénalisée par deux fois le nombre de paramètres libres. Le critère *AIC* représente donc un compromis entre le biais, diminuant avec le nombre de paramètres libres, et la parcimonie qui sous-entend une volonté de décrire les données avec le plus petit nombre de paramètres possible (Dodge et Rousson, 1999). Concrètement, le meilleur modèle est celui présentant **l'*AIC* le plus faible**.

Dans le cas présent, il est recommandé d'utiliser l'*AIC* corrigé (*AIC_c*) car le nombre de paramètres libres \tilde{k} est grand par rapport au nombre d'observations n ($n/\tilde{k} < 40$) (Hurvich et Tsai, 1995).

$$AIC_c = AIC + \frac{2\tilde{k}(\tilde{k} + 1)}{n - \tilde{k} - 1} \quad (5.2)$$

- **Sélection d'un nombre parcimonieux de variables explicatives**

Après le choix de la première variable, les variables suivantes doivent être significatives au sens du test de Student. Le seuil du test diffère suivant le rang des variables ajoutées de manière à éviter l'ajout de variables peu explicatives le long de la procédure et respecter la contrainte de parcimonie. Les seuils du test de significativité ont été fixés comme suit : 0,01 pour la deuxième variable, 0,001 pour la troisième variable et 0,0001 pour la quatrième variable. Le seuil devient donc de plus en plus pénalisant pour chaque nouvelle variable ajoutée, au fur et à mesure de la procédure.

- **Traitement de la multi-colinéarité entre variables explicatives**

Parmi les variables explicatives choisies, certaines présentent une corrélation très forte entre elles. Par exemple, la superficie du bassin versant S et la plus grande longueur L . Une manière de détecter la multi-colinéarité entre variables consiste à utiliser les *VIF* (« Variance Inflation Factors ») après ajout d'une variable supplémentaire j (Mansfield et Helms, 1982; Fox et Monette, 1992) :

$$VIF_j = \frac{1}{1 - R_j^2} \quad (5.3)$$

où VIF_j correspond au « Variance Inflation Factor » pour la variable j et R_j^2 est le coefficient de détermination R^2 de la régression où j est la variable à expliquer et les autres variables sont explicatives. Le calcul de VIF_j permet alors d'estimer le degré d'autocorrélation entre j et les variables préalablement sélectionnées. Idéalement, VIF_j doit être égal à 1 pour considérer que la variable j n'est pas corrélée avec les autres.

Dans la procédure développée ici, l'idée a été d'utiliser les *VIF* comme seuils de détection de la multi-colinéarité à partir de l'ajout de la deuxième variable. Le seuil de 2 a été fixé pour chaque *VIF*. Il s'agit d'une limite assez restrictive, choisie en s'appuyant sur des exercices précédents (Vogel *et al.*, 1999; Zuur *et al.*, 2010). Ainsi pour qu'une variable j soit sélectionnée, il faut que VIF_j soit inférieur à 2 (soit $R_j^2 < 1/2$).

En fin de procédure, une *ACP* est appliquée pour vérifier l'absence de corrélation par analyse graphique du pourcentage de variance explicative sur les deux premières composantes. De hauts scores et des directions différentes pour les variables témoignent d'une relative indépendance.

- **Normalité des résidus**

En fin de procédure, le test de Shapiro-Wilk permet de vérifier la normalité des résidus de la régression finale au niveau de confiance de 5%.

L'ensemble de cette procédure a été réalisée sous R (R Core Team, 2016). L'algorithme utilise le package « car » (Fox et Weisberg, 2011), notamment pour le calcul des *VIF* ainsi que le package « FactoMineR » (Lê *et al.*, 2008) pour l'*ACP*. L'architecture de la procédure de régression est décrite en Figure 5-3.

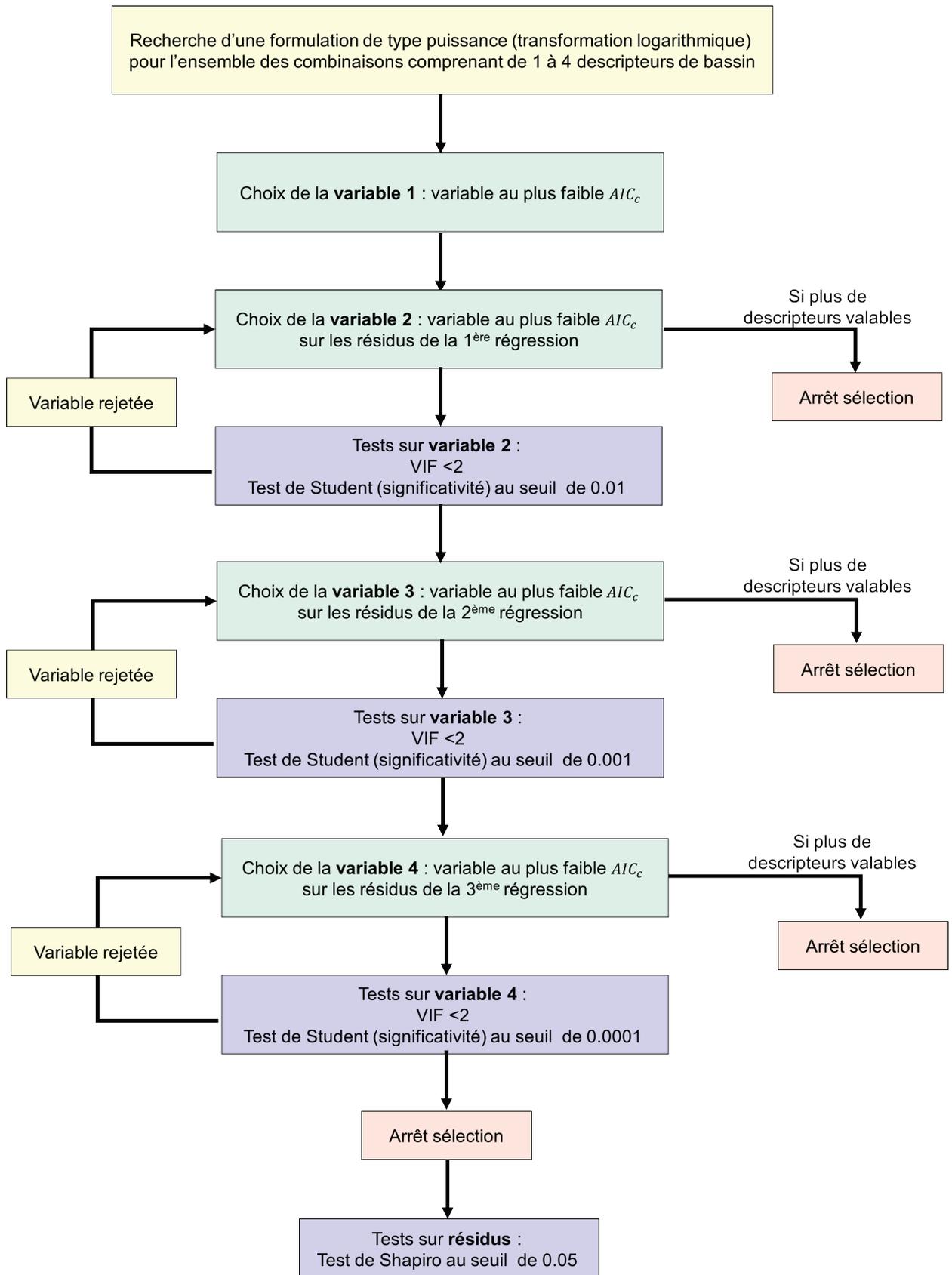


Figure 5-3 : Architecture de la procédure de régression ascendante de sélection des données.

5.4. Régions considérées

Le parti pris dans cette section a été de s'appuyer sur des régionalisations par voisinage hydrologique fixe, ces dernières ayant fait leurs preuves lors de précédents travaux sur le territoire français. Ces régionalisations s'appuient sur des découpages qui présentent l'avantage d'une mise en œuvre simple et rapide. Par ailleurs, il est à noter que les performances de ces approches en France sont bonnes, voire meilleures que celles d'autres techniques de régionalisation. La régionalisation par voisinage hydrologique glissant notamment, qu'elle soit construite dans l'espace géographique ou dans un espace de variables physiographiques s'est révélée plutôt décevante (Catalogne, 2012; Cipriani *et al.*, 2012; Sauquet, 2013).

Un autre aspect concerne l'effectif minimal de l'échantillon au sein de chaque région. Afin de garantir une robustesse dans les estimations, un choix d'un minimum d'une quinzaine de stations par région semble acceptable. Par ailleurs, ce seuil dans la taille de l'échantillon permet de respecter les conditions limites de l'application du test de Shapiro-Wilk pour vérifier la normalité des résidus des régressions.

Par ailleurs, les paramètres à estimer dans les régressions ont fait l'objet d'une pondération par région. Ainsi, le poids d'une station dans chaque régression est fonction du pourcentage surfacique de bassin versant inclus dans la zone concernée. Les stations en limite de zones ont donc un poids relativement réduit, comparativement aux bassins intégralement inclus dans une région homogène. Cette pondération par un ratio surfacique permet ainsi de limiter les problèmes de discontinuités aux frontières sur les formulations établies (Cipriani *et al.*, 2012).

5.4.1. Territoire national

La première application concerne le territoire national. Il s'agit d'ajuster un modèle unique à l'échelle de la France entière. Cette région est la plus simple et ne se base sur aucune logique de découpage particulière. Les formulations établies au niveau national permettent d'établir une base de comparaison vis-à-vis des autres régionalisations.

5.4.2. Régions hydrographiques

La deuxième régionalisation considérée se base sur un découpage sur les grands bassins hydrographiques. Ce type de régionalisation par voisinage hydrologique fixe a été utilisé par plusieurs travaux sur le territoire français. Cipriani *et al.* (2012) ont par exemple régionalisé le *QIXA10* sur un découpage par secteur hydrographique défini par la Banque HYDRO. Cependant, ces régions ne présument pas d'une homogénéité des régimes hydrologiques. Les secteurs ont été rassemblés par Sauquet (2006) en grands bassins hydrographiques de gestion en cherchant une cohérence géographique et hydrologique pour la cartographie des écoulements annuels moyens en France. C'est ce découpage qui est exploité ici. Ce découpage compte un ensemble de **10 régions hydrographiques** listées en Tableau 5-2 et dont la délimitation est visible en Figure 5-4. La répartition des différentes stations au sein des régions respecte le seuil de la quinzaine de stations, avec un minimum de 16 stations (Région 2).

Régions Hydrographiques	
01 - Bassin Rhin-Meuse	06 - Bassins Garonne, Dordogne et Charente
02 - Bassins Escaut et côtiers	07 - Bassin Adour
03 - Bassin Seine	08 - Bassin Saône
04 - Bassins de la Bretagne et côtiers Normands	09 - Bassins Isère et Rhône amont
05 - Bassin Loire	10 - Bassins Rhône aval, Durance et Côtiers Méditerranéens

Tableau 5-2 : Liste des 10 régions hydrographiques.

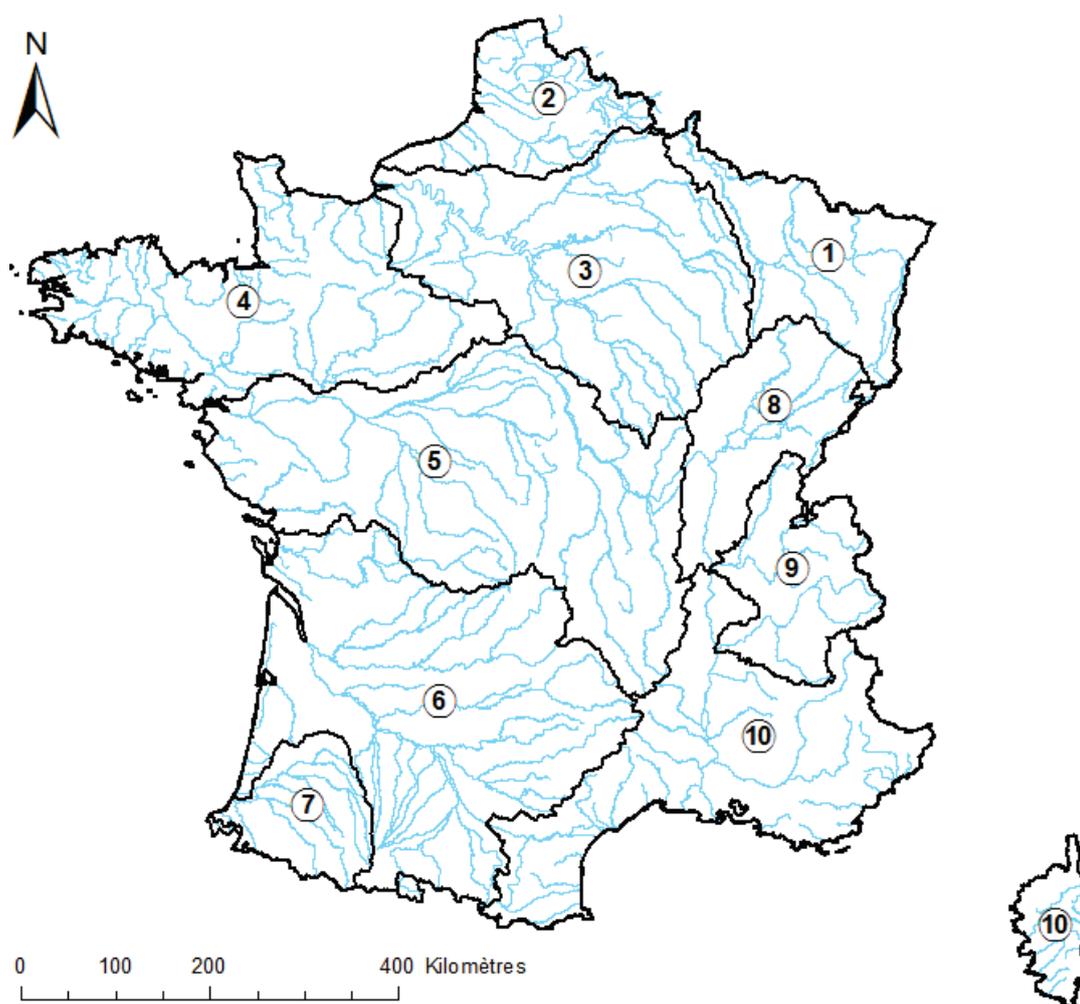


Figure 5-4 : Délimitation des grandes régions hydrographiques d'après Sauquet (2006).

5.4.3. Régions sur base des Hydro-Eco-Régions

La troisième et dernière régionalisation considérée s'appuie sur la typologie des Hydro-Eco-Régions (HER) élaborée par Wasson *et al.* (2001). Cette typologie constituée de deux niveaux emboîtés a été développée pour répondre aux préconisations de la Directive Cadre Européenne sur l'Eau vis-à-vis de la caractérisation des écosystèmes aquatiques. Les entités géographiques qui la composent ont été délimitées suivant des critères caractéristiques communs, principalement en termes de climat, de relief, et de géologie à l'origine de similitudes dans le fonctionnement biologique des milieux aquatiques. La cartographie des

Hydro-Eco-Régions ainsi que leur description synthétique d'après Wasson *et al.* (2001) sont fournies en Annexe VI.

Cependant, les 22 entités *HER* de niveau I ne permettent pas d'obtenir des échantillons par région de taille suffisante. Aussi, certaines d'entre elles ont été fusionnées sur la base d'un critère de proximité géographique mais aussi en réutilisant les classements de similitude établis par Wasson *et al.* (2001) en termes de relief, géologie et climat. Pour cela, les régions comptant moins de 15 stations ont été combinées avec les *HER* les plus proches géographiquement, en termes de relief, de géologie et/ou de climat. La priorité est donnée au critère de proximité géographique.

Le Tableau 5-3 résume les choix effectués en termes de combinaison de régions ainsi que les justifications qui s'y rapportent. A l'issue de cette procédure, un ensemble de **16 *HER* modifiées** est formé. La répartition des différentes stations au sein des régions finales respecte quasiment le seuil de la quinzaine de stations, avec un minimum de 14 stations pour la région Alsace. La délimitation des *HER* modifiées est visible en Figure 5-5.

<i>HER</i> initiale	Décision de rattachement	Justification
01 - Pyrénées		
02 - Alpes internes		
03 - Massif Central Sud		
04 - Vosges		
05 - Jura PréAlpes Nord		
06 - Méditerranée		
07 - Pré-Alpes du Sud		
08 - Cévennes		
09 - Tables calcaires		
10 - Côtes calcaires de l'Est		
11 - Causses Aquitains		
12 - Massif Armoricaïn		
13 - Landes	Fusion avec 14 - Coteaux Aquitains	Proximité géographique et similarité climatique
14 - Coteaux Aquitains		
15 - Plaine de Saône		
16 - Corse	Fusion avec 06 - Méditerranée	Proximité géographique et similarité climatique
17 - Alsace		
18 - Grands Causses	Fusion avec 08 - Cévennes	Proximité géographique et similarités climatique et de relief
19 - Dépôts Argilo-Sableux	Fusion avec 09 - Tables calcaires	Proximité géographique et similarités climatique et de relief
20 - Massif Central Nord		
21 - Ardennes	Fusion avec 10 - Côtes calcaires de l'Est	Proximité géographique et similarité de relief
22 - Dépressions sédimentaires	Fusion avec 20 - Massif Central Nord	Proximité géographique

Tableau 5-3 : Résumé des décisions et des justifications de fusions des *HER* effectuées sur la base de la proximité géographique et des classements de relief, géologie et climat selon Wasson *et al.* (2001).

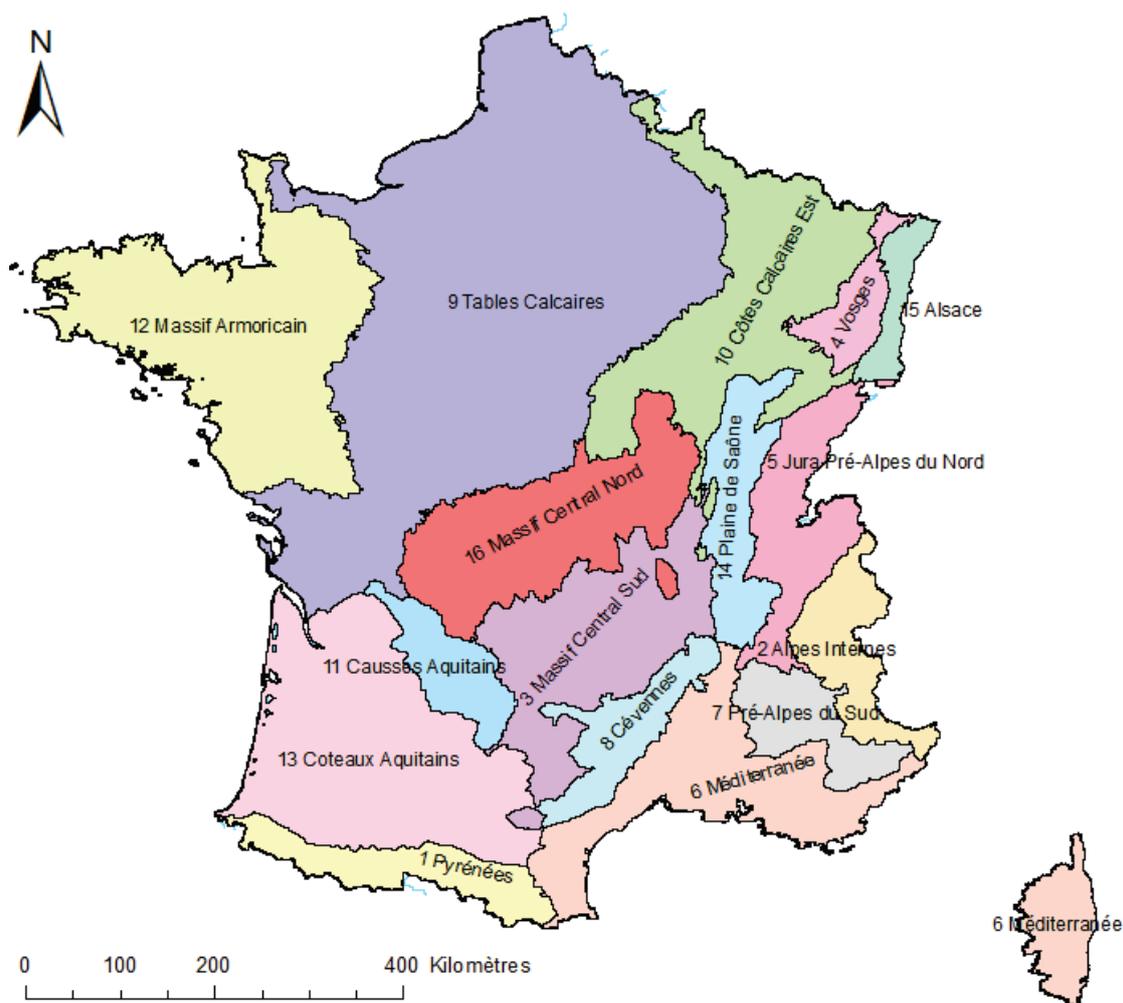


Figure 5-5 : Délimitation des Hydro-Eco-Régions, d'après Wasson et al. (2001), modifiées.

5.5. Estimations des paramètres du modèle QdF par régressions régionales

Après avoir défini les différentes régionalisations employées, la procédure de sélection décrite au 5.3 est mise en œuvre pour déterminer les formulations empiriques calées pour chaque région. Cette section développe les différents résultats d'estimation et de performance obtenus sur chaque paramètre. Les formules d'estimation ont été calées dans les unités d'origine des paramètres, soit le m^3/s pour \mathbf{x}_0 et \mathbf{a} et le jour pour Δ .

Les performances sont évaluées via une procédure de validation croisée de type « leave-one-out cross-validation » (LOOCV). Il s'agit de considérer chaque site comme un site cible non jaugé pour y calculer une estimation afin de la comparer avec la valeur estimée. Le processus est répété pour l'ensemble des sites de l'échantillon. En ce qui concerne les estimateurs de performance, les coefficients de détermination sont calculés sur les variables transformées par le logarithme népérien. Le critère de Nash est calculé sur les variables non transformées.

5.5.1. Paramètre de position x_0

5.5.1.1. Formulations

Le Tableau 5-4 suivant récapitule les formulations obtenues pour le paramètre de position x_0 sur les n stations de chaque région. De manière assez logique, la superficie S apparaît comme le premier descripteur dans la quasi-totalité des régressions. Il s'agit en effet du principal facteur explicatif pour les variables de type débit (e.g. Sauquet, 2006; Catalogne, 2012; Blöschl *et al.*, 2013; Sauquet, 2013) et notamment les quantiles des débits de crue (Merz et Blöschl, 2005; Cipriani *et al.*, 2012). Les puissances relatives à S apparaissent plutôt « classiques » avec des valeurs s'échelonnant de 0.55 à 1.01 pour une moyenne nationale de 0.86.

Les variables relatives à la pluviométrie interviennent généralement en deuxième position. Ce phénomène s'observe ici dans 60% des formulations. Les paramètres de position et le gradex issus de SAFRAN ont été retenus majoritairement, avec des puissances très variables de -1.87 à 3.81. A l'échelle nationale, on note la correspondance entre le paramètre de position x_0 des débits et celui des pluies sur une durée de 4 jours. Sur les régressions régionales, le paramètre de position est préférentiellement sélectionné par rapport au gradex. Les durées de 2 à 10 jours sont majoritairement retrouvées dans les formulations mais aucune préférence ne se dégage nettement entre elles. La variable PA se retrouve principalement dans des régressions en zone montagneuse (Alpes, Jura, Vosges) mais aussi en Alsace, avec des puissances variant de 1.53 à 4.33. La pluie annuelle moyenne est en effet un bon descripteur du régime des pluies mais également un reflet de l'altitude. Le régime des pluies est en effet corrélé avec l'altitude sur les zones de fort relief. Globalement, il faut interpréter l'émergence des variables liées à la pluie comme une nécessité d'intégrer le processus à l'origine des crues (secteurs de montagne exceptés).

Derrière ces variables, les autres descripteurs majoritairement retrouvés dans les formulations sont des variables hydrogéologiques et d'occupation du sol. Les variables retenues sont en effet le pourcentage de formations très faiblement perméables et la surface occupée par la prairie et/ou la végétation basse. Le paramètre de position x_0 du modèle Qd^F est davantage lié aux valeurs des crues de plus faibles périodes de retour. Les écoulements plus faibles de ce type de crue peuvent ainsi être en forte corrélation avec la capacité d'infiltration du sol et/ou l'occupation du sol.

Régionalisation		<i>n</i>	Formule empirique
Nationale		965	$4.21 \cdot 10^{-4} \cdot S^{0.86} \cdot x_0_{SAFRAN_4j^{2.03}} \cdot (1 + p.c. grass)^{0.2} \cdot (1 + p.c. Aquilmp)^{0.08}$
Régions Hydrographiques	01 – Bassin Rhin-Meuse	108	$2.95 \cdot 10^{-6} \cdot S^{0.89} \cdot PA^{1.53} \cdot (1 + p.c. grass)^{0.22}$
	02 – Bassins Escaut et côtiers	16	$1.44 \cdot 10^{-1} \cdot S^{0.67} \cdot (1 + p.c. Aquilmp)^{0.33}$
	03 – Bassin Seine	120	$6 \cdot 10^{-4} \cdot S^{0.71} \cdot Z75^{1.03} \cdot (1 + p.c. Aquilmp)^{0.18}$
	04 – Bassins de la Bretagne et côtiers Normands	154	$5.13 \cdot 10^{-5} \cdot S^{0.92} \cdot x_0_{SAFRAN_1j^{2.29}} \cdot (1 + p.c. LowPer)^{0.13}$
	05 – Bassin Loire	135	$8.32 \cdot 10^{-2} \cdot S^{0.85} \cdot a_{SAFRAN_10j^{1.23}} \cdot (1 + p.c. Aquilmp)^{0.08}$
	06 – Bassins Garonne, Dordogne et Charente	172	$6.51 \cdot 10^{-2} \cdot S^{0.83} \cdot Pentemoy^{0.4} \cdot x_0_{SAFRAN_4j^{1.04}} \cdot Ddr^{0.37}$
	07 – Bassin Adour	29	$1.31 \cdot 10^{-4} \cdot S^{0.93} \cdot x_0_{SAFRAN_10j^{3.81}} \cdot (1 + p.c. forest)^{-0.51}$
	08 – Bassin Saône	81	$3.19 \cdot 10^{-7} \cdot S^{0.83} \cdot PA^2 \cdot (1 + p.c. water)^{-0.24}$
	09 – Bassins Isère et Rhône amont	53	$8.84 \cdot 10^{-7} \cdot S^{0.91} \cdot PA^{1.78}$
	10 – Bassins Rhône aval, Durance et Côtiers Méditerranéens	97	$1.31 \cdot 10^{-2} \cdot S^{0.82} \cdot a_{SAFRAN_4j^{1.31}} \cdot (1 + p.c. grass)^{0.37}$
HER modifiées	01 – Pyrénées	40	$1.42 \cdot 10^{-2} \cdot S^{0.81} \cdot x_0_{SAFRAN_10j^{1.53}} \cdot (1 + p.c. agro)^{0.18} \cdot (1 + p.c. water)^{-1.17}$
	02 – Alpes internes	17	$4.45 \cdot 10^{-2} \cdot S^{0.75} \cdot a_{SAFRAN_2j^{1.22}}$
	03 – Massif Central Sud	117	$7.93 \cdot 10^{-3} \cdot S^{0.84} \cdot x_0_{SAFRAN_10j^{1.67}}$
	04 – Vosges	55	$1.12 \cdot 10^{-10} \cdot S^{0.99} \cdot PA^{2.94}$
	05 – Jura PréAlpes Nord	65	$6.6 \cdot 10^{-5} \cdot S^{0.77} \cdot (1 + p.c. water)^{-0.42} \cdot a_{SAFRAN_2j^{-1.87}} \cdot PA^{1.82}$
	06 – Méditerranée	34	$9.44 \cdot 10^{-1} \cdot S^{0.55} \cdot (1 + p.c. Aquilmp)^{0.35}$
	07 – Pré-Alpes du Sud	19	$2.24 \cdot 10^{-1} \cdot S^{0.98}$
	08 – Cévennes	34	$7.8 \cdot 10^{-2} \cdot S^{1.01} \cdot a_{SAFRAN_2j^{0.78}} \cdot (1 + p.c. agro)^{-0.29}$
	09 – Tables calcaires	143	$2.15 \cdot 10^{-3} \cdot S^{0.79} \cdot (1 + p.c. grass)^{0.27} \cdot Ddr^{0.56} \cdot a_{SAFRAN_2j^{2.73}}$
	10 – Côtes calcaires de l'Est	119	$4.24 \cdot 10^{-2} \cdot S^{0.82} \cdot a_{SAFRAN_10j^{2.2}} \cdot (1 + p.c. Imper)^{0.11}$
	11 – Causses Aquitains	18	$1.42 \cdot 10^{-2} \cdot S^{0.87} \cdot (1 + p.c. grass)^{0.91}$
	12 – Massif Armoricaïn	140	$3.75 \cdot 10^{13} \cdot S^{0.83} \cdot Yg^{-19.48} \cdot x_0_{SAFRAN_4j^{1.53}} \cdot (1 + p.c. Aquilmp)^{0.15}$
	13 – Coteaux Aquitains	48	$2.27 \cdot L^{1.31} \cdot Pentemoy^{0.63}$
	14 – Plaine de Saône	20	$1.25 \cdot 10^3 \cdot L^{1.33} \cdot Z25^{-1.58}$
	15 – Alsace	14	$3.35 \cdot 10^{-14} \cdot S^{0.83} \cdot PA^{4.33}$
	16 – Massif Central Nord	82	$1.18 \cdot 10^{-1} \cdot S^{0.84} \cdot x_0_{SAFRAN_10j^{1.22}} \cdot Z25^{-0.32}$

Tableau 5-4 : Formulations empiriques ajustées pour le paramètre de position x_0 sur chaque région.

5.5.1.2. Performances

Les statistiques des performances pour le paramètre de position x_0 sont résumées dans le Tableau 5-5. Les formules explicitées des coefficients de performances et estimateurs d'erreurs ainsi que la signification des abréviations sont visibles en Annexe VII. De manière générale, les coefficients de détermination en estimation et en validation croisée sont plutôt bons. On note une augmentation de la performance sur les régressions régionales par rapport à la régression nationale. Seul le critère de Nash montre une diminution sur la régression par *HER* modifiées par rapport à la régression nationale. Il est possible que les performances soient en effet impactées par les régressions sur certaines régions à faible nombre de stations. Cependant, de manière générale, la régionalisation par *HER* modifiées semble la plus performante avec des erreurs spécifiques et relatives plus faibles mais aussi des intervalles de confiance plus réduits (voir aussi Figure 5-7). Les scores d'erreur en validation croisée demeurent tout-de-même assez élevés, avec une erreur quadratique moyenne spécifique de 87 l/s/km² et une erreur absolue relative de 35.4%.

	Régionalisation		
	Nationale	Régions Hydrographiques	HER modifiées
R^2	0.869	0.906	0.919
R^2 Validation Croisée	0.868	0.897	0.907
Nash	0.903	0.941	0.897
Nash Validation Croisée	0.902	0.932	0.872
RMSE spécifique (l/s/km ²)	112.2	87.5	77.9
RMSE spécifique Validation Croisée (l/s/km ²)	113.4	92	86.6
MARE (%)	44.3	36.6	32.6
MARE Validation Croisée (%)	44.7	38.5	35.4
IC 70%	[0.59 x_0 ; 1.7 x_0]	[0.64 x_0 ; 1.57 x_0]	[0.66 x_0 ; 1.52 x_0]
IC 90%	[0.43 x_0 ; 2.32 x_0]	[0.49 x_0 ; 2.04 x_0]	[0.52 x_0 ; 1.94 x_0]

Tableau 5-5 : Synthèse des statistiques de performances des modèles pour x_0 sur chaque régionalisation.

5.5.1.3. Cartographies des estimations en sites non jaugés

La Figure 5-6 permet de visualiser les différentes cartographies du paramètre de position x_0 régionalisé en l/s/km². De manière générale, les estimations sont cohérentes et relativement similaires sur les trois cartes. Les valeurs maximales se détachent distinctement sur le pourtour méditerranéen et les zones de montagne. L'influence océanique est visible avec des valeurs hautes en Bretagne, en Normandie et sur le Marais Poitevin. Les zones de plaine aux faibles pentes et aux précipitations modérées se distinguent également par des valeurs de x_0 plus faibles (bassins de la Seine et de la Loire par exemple). La plupart des grands fleuves français affichent par ailleurs des valeurs relativement faibles, reflétant la diminution du débit spécifique avec l'augmentation de la superficie des bassins. Cependant, l'examen plus détaillé des cartographies régionalisées (Régions Hydrographiques et *HER* modifiées) révèle des défauts, principalement de discontinuités brutales le long du réseau hydrographique. Ce phénomène est observable lors du passage d'une région à une autre sur un même tronçon hydrographique. En dépit des précautions de pondération en fonction de la superficie incluse dans chaque zone, ces discontinuités ont pour origine les différences entre les relations calées. Il s'agit d'un effet inhérent aux méthodes reposant sur la définition de voisinages fixes et sur lequel il est difficile d'apporter une correction (Catalogne, 2012). Par ailleurs, il est à noter que chaque estimation subit une incertitude et que le recouvrement entre les intervalles de confiance associés aux estimations (Figure 5-7) assure une certaine forme de continuité.

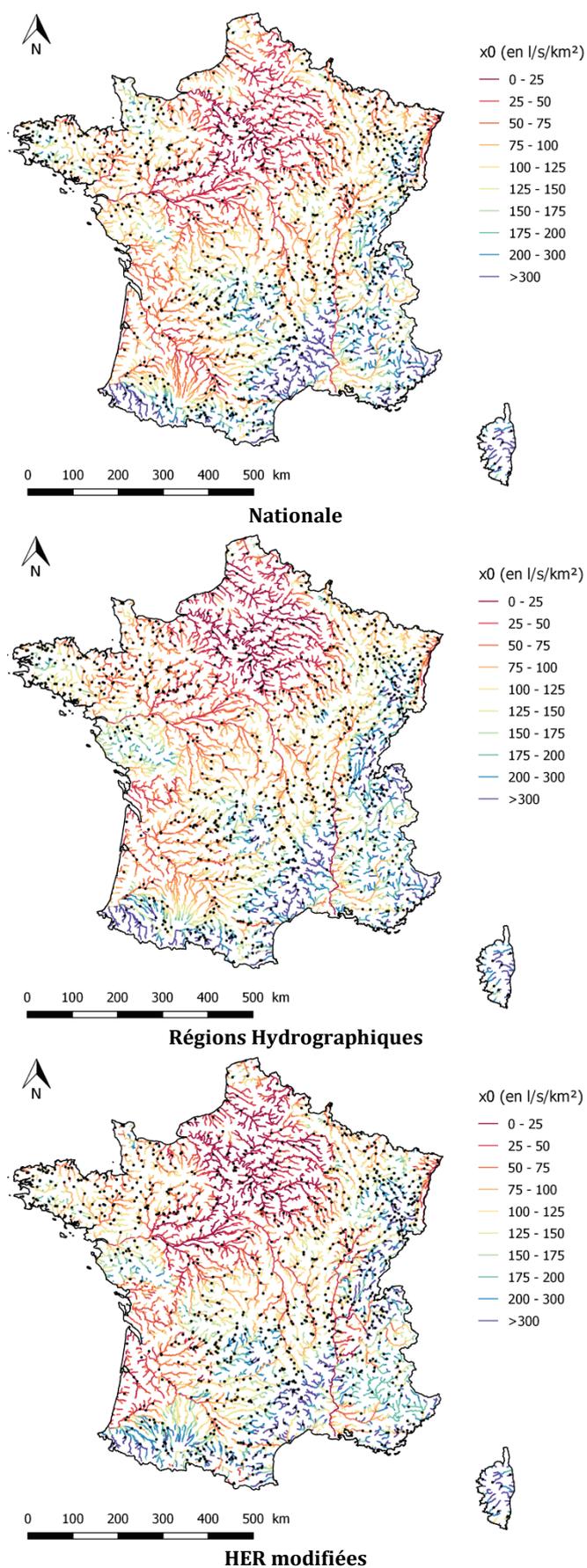


Figure 5-6 : Cartographies de x_0 spécifique (en l/s/km²) sur l'ensemble du réseau hydrographique théorique drainant une surface supérieure à 50 km².

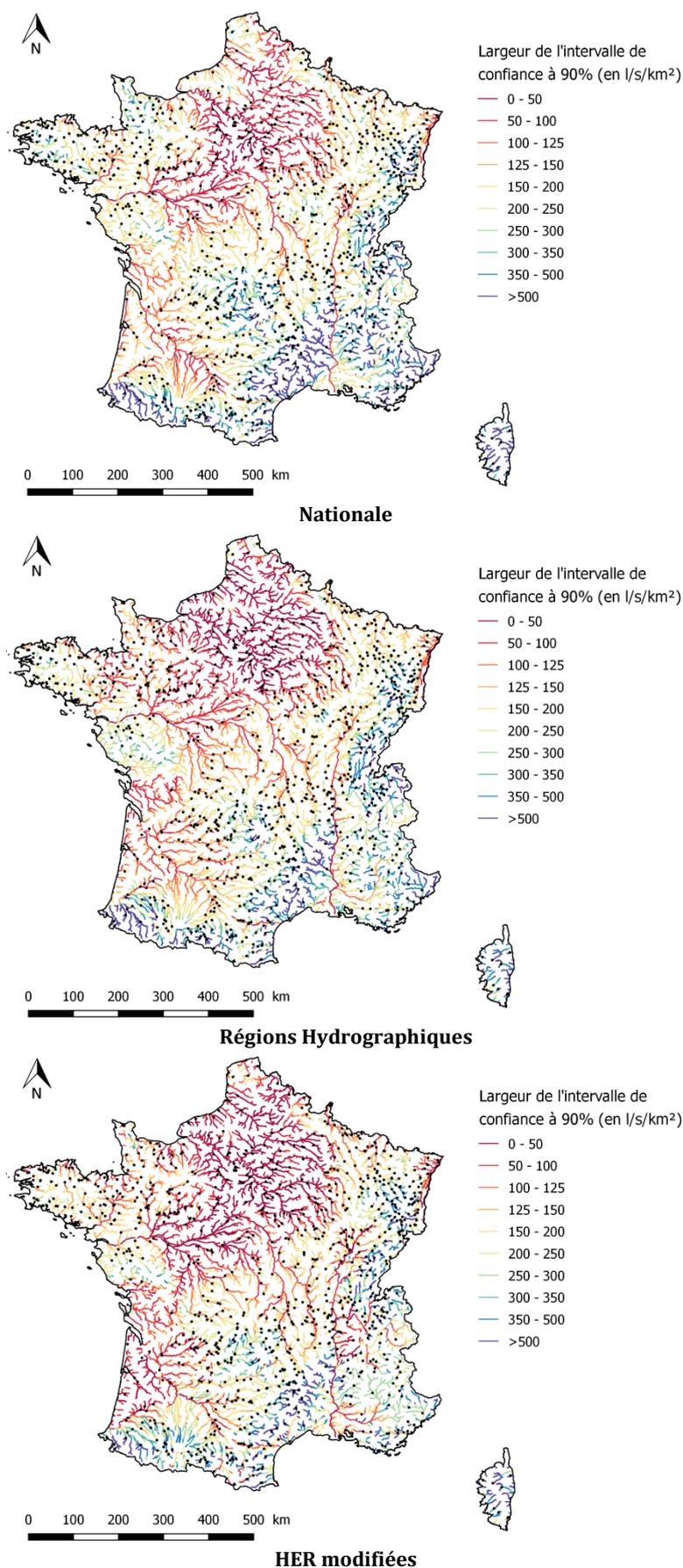


Figure 5-7 : Cartographies de la largeur des intervalles de confiance à 90% (en l/s/km²) associés aux estimations de x_0 spécifique sur l'ensemble du réseau hydrographique théorique drainant une surface supérieure à 50 km².

5.5.2. Gradex α

5.5.2.1. Formulations

Les formulations obtenues pour le gradex α sur les n stations de chaque région sont détaillées sur le Tableau 5-6. Comme pour le paramètre de position, la superficie S apparaît logiquement comme le premier descripteur dans la quasi-totalité des régressions. Les puissances relatives à S sont similaires avec des valeurs s'échelonnant de 0,44 à 1 pour une moyenne nationale de 0.84.

De même que précédemment, les variables relatives à la pluviométrie sont également sélectionnées en deuxième position. Ce phénomène s'observe ici dans la moitié des formulations. Les paramètres de position et le gradex issus de SAFRAN ont encore été retenus en majorité, avec des puissances très variables de 0.96 à 4.12. Sur les régressions régionales, le gradex est majoritairement sélectionné par rapport au paramètre de position. La correspondance entre le gradex α des débits et celui des pluies sur une durée de 4 jours est aussi retrouvée sur la régression nationale. Concernant les durées des paramètres SAFRAN sélectionnés, aucune tendance nette ne se démarque parmi les durées de 1 à 10 jours. En revanche, la variable PA est ici très peu sélectionnée. Une sorte de logique est respectée, le gradex des pluies est relié au gradex des débits.

A nouveau, les autres descripteurs préférentiellement sélectionnés dans les formulations sont des variables hydrogéologiques (pourcentage de formations très faiblement perméables) et celles d'occupation du sol. Cependant, leur proportion dans les régressions est moins importante que pour le paramètre x_0 et davantage de variables descriptives de la morphologie sont sélectionnées.

Régionalisation		<i>n</i>	Formule empirique
Nationale		965	$9.73 \cdot 10^{-3} \cdot S^{0.84} \cdot a_{SAFRAN_4j^{1.44}} \cdot (1 + p.c. AquImp)^{0.08} \cdot (1 + p.c. grass)^{0.15}$
Régions Hydrographiques	01 – Bassin Rhin-Meuse	108	$3.31 \cdot 10^{-5} \cdot S^{0.93} \cdot Z25^{1.26} \cdot (1 + p.c. agro)^{0.19}$
	02 – Bassins Escaut et côtiers	16	$2.53 \cdot 10^{-1} \cdot (1 + p.c. LowPer)^{0.31} \cdot S^{0.44}$
	03 – Bassin Seine	120	$3.43 \cdot 10^{-4} \cdot S^{0.69} \cdot Z25^{1.01} \cdot (1 + p.c. AquImp)^{0.17}$
	04 – Bassins de la Bretagne et côtiers Normands	154	$5.59 \cdot 10^{-3} \cdot S^{0.9} \cdot a_{SAFRAN_1j^{1.49}} \cdot (1 + p.c. AquAireAlim)^{-0.11}$
	05 – Bassin Loire	135	$4.59 \cdot 10^{-2} \cdot S^{0.83} \cdot a_{SAFRAN_10j^{1.23}} \cdot (1 + p.c. AquImp)^{0.08}$
	06 – Bassins Garonne, Dordogne et Charente	172	$3.59 \cdot 10^{-2} \cdot S^{0.79} \cdot a_{SAFRAN_4j^{1.08}} \cdot (1 + p.c. AquImp)^{0.13} \cdot (Ddr)^{0.46}$
	07 – Bassin Adour	29	$5.26 \cdot 10^{-5} \cdot S^{0.85} \cdot x0_{SAFRAN_10j^{3.3}}$
	08 – Bassin Saône	81	$4 \cdot 10^{-4} \cdot S^{0.74} \cdot PA^{1.02} \cdot Pentemoy^{0.24}$
	09 – Bassins Isère et Rhône amont	53	$1.37 \cdot 10^{-1} \cdot S^{0.91}$
	10 – Bassins Rhône aval, Durance et Côtiers Méditerranéens	97	$3 \cdot 10^{11} \cdot S^{0.79} \cdot a_{SAFRAN_2j^{1.11}} \cdot Yg^{-16.27}$
HER modifiées	01 – Pyrénées	40	$3.24 \cdot S^{0.71} \cdot Z25^{-0.75} \cdot a_{SAFRAN_1j^{1.26}}$
	02 – Alpes internes	17	$3.52 \cdot 10^{-7} \cdot S^{0.91} \cdot x0_{SAFRAN_1j^{3.35}}$
	03 – Massif Central Sud	117	$5.05 \cdot 10^{11} \cdot S^{0.8} \cdot Yg^{-15.26}$
	04 – Vosges	55	$3.37 \cdot 10^{-8} \cdot S^{0.93} \cdot PA^{1.91} \cdot (1 + p.c. Imper)^{0.28}$
	05 – Jura PréAlpes Nord	65	$2.33 \cdot 10^{-1} \cdot S^{0.83} \cdot (1 + p.c. water)^{-0.29}$
	06 – Méditerranée	34	$5.67 \cdot 10^{-1} \cdot S^{0.61} \cdot (1 + p.c. AquImp)^{0.32}$
	07 – Pré-Alpes du Sud	19	$4.11 \cdot 10^{-2} \cdot S \cdot (1 + p.c. forest)^{0.27}$
	08 – Cévennes	34	$3.3 \cdot 10^{-2} \cdot S^{0.89} \cdot a_{SAFRAN_2j^{0.96}}$
	09 – Tables calcaires	143	$7.57 \cdot 10^{-2} \cdot S^{0.69} \cdot (1 + p.c. grass)^{0.25} \cdot Ddr^{0.61}$
	10 – Côtes calcaires de l'Est	119	$2.19 \cdot 10^{-2} \cdot S^{0.81} \cdot a_{SAFRAN_10j^{2.01}} \cdot (1 + p.c. Imper)^{0.11}$
	11 – Causses Aquitains	18	$9.07 \cdot 10^{-3} \cdot S^{0.89} \cdot (1 + p.c. grass)^{0.77}$
	12 – Massif Armoricaïn	140	$3.13 \cdot 10^{13} \cdot S^{0.84} \cdot (1 + p.c. AquImp)^{0.15} \cdot Yg^{-18.35} \cdot a_{SAFRAN_4j^{1.12}}$
	13 – Coteaux Aquitains	48	$2.08 \cdot 10^{-2} \cdot S^{0.68} \cdot Z75^{0.52}$
	14 – Plaine de Saône	20	$4.43 \cdot 10^{-1} \cdot L^{1.11} \cdot (1 + p.c. Imper)^{-0.24}$
	15 – Alsace	14	$6.24 \cdot 10^{-5} \cdot x0_{SAFRAN_10j^{4.12}} \cdot S^{0.59}$
	16 – Massif Central Nord	82	$1.23 \cdot 10^{-1} \cdot S^{0.82} \cdot (1 + p.c. AquImp)^{0.08}$

 Tableau 5-6 : Formulations empiriques ajustées pour le gradex **a** sur chaque région.

5.5.2.2. Performances

L'analyse des statistiques des régressions sur le gradex révèle des formulations légèrement moins performantes que pour le paramètre de position \mathbf{x}_0 (Tableau 5-7). Cependant, les coefficients de détermination en estimation et en validation croisée demeurent très acceptables. A nouveau, une augmentation de la performance sur les régressions régionales par rapport à la régression nationale est observable. Comme pour \mathbf{x}_0 , un phénomène de diminution du critère de Nash est visible sur la régression par *HER* modifiées par rapport à la régression nationale. Cependant, la régionalisation par *HER* modifiées apparaît encore comme la plus performante avec des erreurs spécifiques et relatives plus faibles mais aussi des intervalles de confiance plus réduits (voir aussi Figure 5-9). En conséquence des scores de performances plus faibles par rapport au paramètre de position, les erreurs en validation croisée sont également plus élevées dans toutes les régressions. L'erreur absolue relative la plus faible atteint près de 40% pour la régionalisation par *HER* modifiées.

	Régionalisation		
	Nationale	Régions Hydrographiques	HER modifiées
R^2	0.847	0.891	0.899
R^2 Validation Croisée	0.845	0.881	0.886
Nash	0.869	0.886	0.874
Nash Validation Croisée	0.867	0.873	0.843
RMSE spécifique (l/s/km ²)	61.6	53.2	49.8
RMSE spécifique Validation Croisée (l/s/km ²)	62.2	55.9	53.7
MARE (%)	49.6	39.3	36.8
MARE Validation Croisée (%)	50	41.4	39.7
IC 70%	[0.57a ; 1.77a]	[0.62a ; 1.62a]	[0.63a ; 1.6 a]
IC 90%	[0.4a ; 2.48a]	[0.47a ; 2.15a]	[0.48a ; 2.09a]

Tableau 5-7 : Synthèse des statistiques de performances des modèles pour \mathbf{a} sur chaque régionalisation.

5.5.2.3. Cartographies des estimations en sites non jaugés

Globalement, les trois cartographies du gradex \mathbf{a} (Figure 5-8) montrent des estimations plausibles et relativement similaires. Les valeurs les plus fortes sont retrouvées sur les zones méditerranéennes et montagneuses. Des valeurs hautes témoignent également de l'importance des précipitations océaniques sur les côtes normandes et bretonnes, ainsi que sur le Marais Poitevin. Les faibles valeurs du gradex se retrouvent sur les secteurs à faibles pentes et aux précipitations modérées (bassins de la Seine et de la Loire par exemple). Cependant, des différences assez significatives apparaissent sur la cartographie des *HER* modifiées, avec des valeurs faibles assez suspectes sur le secteur de la Charente et des Alpes du Nord. Ces valeurs sont probablement liées aux découpages des *HER* modifiées : la Charente est par exemple associée à la zone du Bassin parisien au gradex faible. Ces résultats proviennent du compromis entre la modification d'un découpage *HER* préexistant et le nombre de stations à répartir dans chaque région. Malgré ces problèmes d'estimations localisés, cette régionalisation reste la plus performante. Comme pour \mathbf{x}_0 , des problèmes de discontinuité sont visibles lorsqu'un même tronçon hydrographique chevauche plusieurs régions.

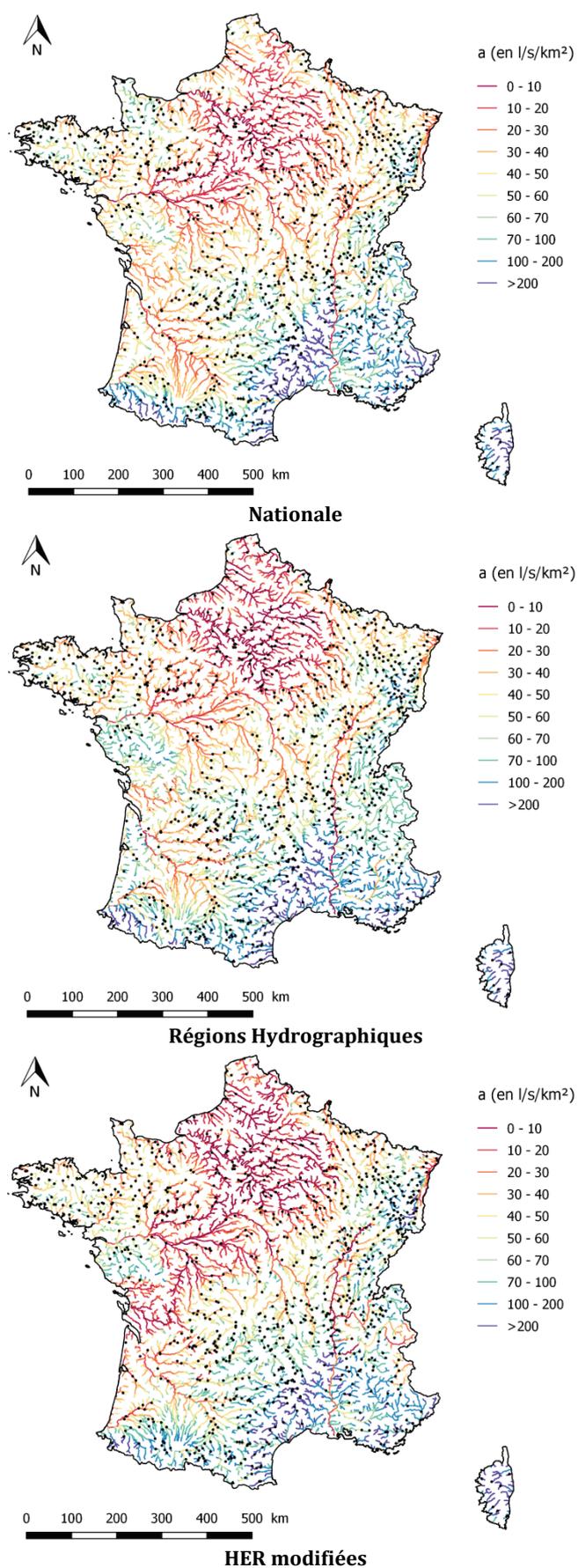


Figure 5-8 : Cartographies de a spécifique (en $l/s/km^2$) sur l'ensemble du réseau hydrographique théorique drainant une surface supérieure à $50 km^2$.

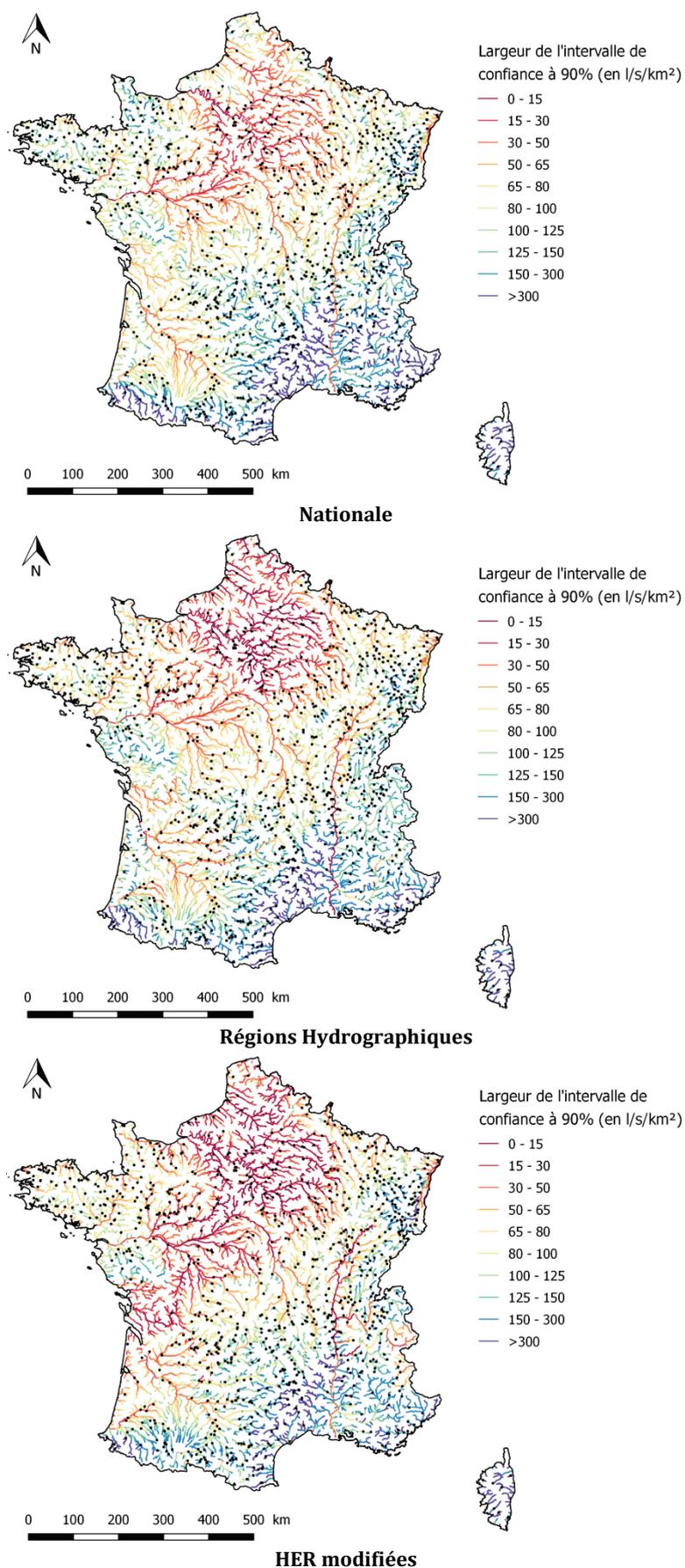


Figure 5-9 : Cartographies de la largeur des intervalles de confiance à 90% (en l/s/km²) associés aux estimations de α spécifique sur l'ensemble du réseau hydrographique théorique drainant une surface supérieure à 50 km².

5.5.3. Paramètre Δ

5.5.3.1. Formulations

Le Tableau 5-8 détaille les formulations obtenues pour le paramètre Δ sur les n stations de chaque région. Le premier descripteur sélectionné est la longueur maximale du bassin versant L qui apparaît dans la moitié des régressions. La superficie est présente dans un tiers des régressions. Il s'agit des principaux descripteurs de la morphologie. Ces variables ne figurent jamais sur la même régression en raison de leur forte corrélation. On note que L est préférentiellement sélectionnée en général et décrit probablement mieux la dynamique des crues que la superficie. Le pouvoir explicatif de S est en effet faible vis-à-vis de la durée caractéristique de crue à laquelle Δ est fortement corrélé. La surface n'explique que 20% de la variance (Sauquet, 2013).

Le nombre de descripteurs dans les régressions est globalement plus faible que pour les paramètres précédents. Une grande hétérogénéité est observable dans la sélection du type de variable. Cette observation va dans le sens des difficultés rencontrées dans les précédents travaux visant à caler des formulations empiriques sur des variables descriptives de la dynamique des crues comme le temps de concentration ou la durée caractéristique de crue. Il est néanmoins possible de mettre en évidence quelques variables préférentiellement sélectionnées. Les descripteurs climatiques de type SAFRAN sont par exemple retrouvés dans moins de 20% des régressions. Les variables témoignant de l'imperméabilité des sols ou des aquifères et pouvant expliquer la dynamique des crues figurent régulièrement dans les formulations (22%). La densité de drainage est aussi souvent sélectionnée. Il s'agit d'un descripteur pertinent car la dynamique en crue d'un bassin dépend également de sa structure de ramification.

Enfin, les descripteurs de l'occupation du sol sont majoritaires et sont sélectionnés dans 43% des régressions. Les puissances associées sont reliées logiquement aux impacts liés à l'occupation du sol. Ainsi, les pourcentages de surfaces ralentissant l'écoulement (forêt ou zones humides) sont corrélés de manière positive avec Δ . A l'inverse, les surfaces occupées par les zones urbaines, les cultures ou la prairie ont tendance à accélérer les écoulements et leurs fractions sont négativement corrélées à Δ .

Régionalisation		<i>n</i>	Formule empirique
Nationale		965	$3.4 \cdot 10^{-9} \cdot L^{0.56} \cdot Yg^{10.24} \cdot (1 + p.c.urban)^{-0.02} \cdot Ddr^{-0.27}$
Régions Hydrographiques	01 – Bassin Rhin-Meuse	108	$1.94 \cdot L^{0.44} \cdot (1 + p.c.agro)^{-0.14}$
	02 – Bassins Escaut et côtiers	16	$5.12 \cdot 10^{-2} \cdot L^{1.47}$
	03 – Bassin Seine	120	$5.18 \cdot 10^{-1} \cdot L^{0.74} \cdot Ddr^{-0.44}$
	04 – Bassins de la Bretagne et côtiers Normands	154	$7.53 \cdot 10^{-1} \cdot S^{0.27} \cdot (1 + p.c.Imper)^{0.13} \cdot IB^{0.17}$
	05 – Bassin Loire	135	$5 \cdot 10^{-1} \cdot L^{0.51} \cdot (1 + p.c.forest)^{0.16}$
	06 – Bassins Garonne, Dordogne et Charente	172	$1.23 \cdot 10^{-11} \cdot S^{0.31} \cdot Yg^{12.85} \cdot (1 + p.c.forest)^{0.4} \cdot (1 + p.c.Aquilmp)^{-0.13}$
	07 – Bassin Adour	29	$7.66 \cdot 10^1 \cdot x_0_SAFRAN_{10j}^{-1.77} \cdot S^{0.28} \cdot (1 + p.c.Aquilmp)^{-0.09}$
	08 – Bassin Saône	81	$2.23 \cdot S^{0.38} \cdot (1 + p.c.Imper)^{-0.13} \cdot (1 + p.c.grass)^{-0.25}$
	09 – Bassins Isère et Rhône amont	53	$5.22 \cdot (1 + p.c.AquiAireAlim)^{-0.2} \cdot Ddr^{-0.6}$
	10 – Bassins Rhône aval, Durance et Côtiers Méditerranéens	97	$3.16 \cdot 10^{-2} \cdot S^{0.3} \cdot Z50^{0.4}$
HER modifiées	01 – Pyrénées	40	$6.33 \cdot 10^{-3} \cdot Z75^{0.75} \cdot S^{0.16}$
	02 – Alpes internes	17	$9.48 \cdot 10^6 \cdot x_0_SAFRAN_{1j}^{-3.85}$
	03 – Massif Central Sud	117	$9.6 \cdot 10^{-4} \cdot L^{0.55} \cdot PA^{0.93}$
	04 – Vosges	55	$2.83 \cdot L^{0.33} \cdot (1 + p.c.agro)^{-0.18}$
	05 – Jura PréAlpes Nord	65	$6.45 \cdot 10^{-1} \cdot L^{0.38} \cdot Ddr^{-0.51} \cdot (1 + p.c.water)^{0.49}$
	06 – Méditerranée	34	$1.19 \cdot 10^{-3} \cdot L^{0.92} \cdot x_0_SAFRAN_{4j}^{1.28}$
	07 – Pré-Alpes du Sud	19	$3.03 \cdot 10^{-13} \cdot PA^{3.62} \cdot a_SAFRAN_{2j}^{1.82}$
	08 – Cévennes	34	$2.66 \cdot 10^{-1} \cdot Pentemoy^{-1.02}$
	09 – Tables calcaires	143	$3.68 \cdot 10^{-1} \cdot L^{0.8} \cdot Ddr^{-0.4}$
	10 – Côtes calcaires de l'Est	119	$9.51 \cdot 10^{-1} \cdot L^{0.56} \cdot (1 + p.c.Imper)^{-0.13} \cdot a_SAFRAN_{10j}^{-2.14} \cdot (1 + p.c.forest)^{0.58}$
	11 – Causses Aquitains	18	$1 \cdot 10^1 \cdot (1 + p.c.grass)^{-0.66} \cdot S^{0.24}$
	12 – Massif Armoricain	140	$1.47 \cdot 10^{-18} \cdot S^{0.35} \cdot Yg^{21.67} \cdot (1 + p.c.Aquilmp)^{-0.13}$
	13 – Coteaux Aquitains	48	$6.81 \cdot 10^{-3} \cdot (1 + p.c.forest)^{0.41} \cdot L^{0.72} \cdot Pentemoy^{-0.67}$
	14 – Plaine de Saône	20	$2 \cdot 10^{-1} \cdot IB^{0.57} \cdot S^{0.41}$
	15 – Alsace	14	$8.13 \cdot 10^2 \cdot (1 + p.c.agro)^{-1.32}$
	16 – Massif Central Nord	82	$4.34 \cdot 10^{-3} \cdot (1 + p.c.forest)^{0.24} \cdot L^{0.54} \cdot Z25^{0.76}$

 Tableau 5-8 : Formulations empiriques ajustées pour le paramètre Δ sur chaque région.

5.5.3.2. Performances

L'analyse des statistiques en Tableau 5-9 révèle des performances faibles, de manière assez prévisible comme la plupart des régressions sur les variables « temporelles » descriptives des dynamiques d'écoulement. Néanmoins, les scores sont améliorés sur les régressions régionales par rapport à la régression nationale. Pour toutes les régionalisations, le critère de Nash est inférieur à 0.5. Les coefficients de détermination sont assez médiocres. Seule la régionalisation par *HER* modifiées donne des performances passables avec un R^2 de 0.63 en validation croisée. Les scores d'erreur sont conséquents et dépassent 50% en erreur relative absolue pour la régression nationale. La régionalisation par *HER* modifiées affiche à nouveau les scores les plus faibles avec une erreur relative absolue de 43.5% et une erreur quadratique moyenne de 5.3 jours en validation croisée. Les estimations de Δ sont donc à considérer en prenant en compte cette forte incertitude.

	Régionalisation		
	Nationale	Régions Hydrographiques	HER modifiées
R^2	0.486	0.595	0.664
R^2 Validation Croisée	0.479	0.564	0.629
Nash	0.336	0.474	0.489
Nash Validation Croisée	0.328	0.439	0.458
RMSE (jours)	5.9	5.3	5.2
RMSE Validation Croisée (jours)	6	5.4	5.3
MARE (%)	53.6	46.3	40.8
MARE Validation Croisée (%)	54.1	48.5	43.5
IC 70%	[0.53 Δ ; 1.87 Δ]	[0.57 Δ ; 1.74 Δ]	[0.6 Δ ; 1.66 Δ]
IC 90%	[0.37 Δ ; 2.71 Δ]	[0.41 Δ ; 2.42 Δ]	[0.45 Δ ; 2.24 Δ]

Tableau 5-9 : Synthèse des statistiques de performances des modèles pour Δ sur chaque régionalisation.

5.5.3.3. Cartographies des estimations en sites non jaugés

Les cartographies des estimations de Δ et les largeurs des intervalles de confiance associés sont visibles respectivement en Figure 5-10 et en Figure 5-11. De manière générale, une certaine cohérence et une homogénéité sont observables sur les trois cartes d'estimation. On retrouve les bassins versants aux temps de réponse courts sur les zones de montagne et le pourtour méditerranéen. Les valeurs fortes sont affichées de manière logique sur les secteurs à forte composante souterraine, comme le bassin parisien, ou sur les grands fleuves aux dynamiques plus lentes. Les têtes de bassin affichent des valeurs faibles de Δ , liées à leurs durées caractéristiques courtes en raison de leurs pentes plutôt marquées sur une faible superficie. L'examen des cartographies révèle comme pour les autres paramètres du modèle QdF des problèmes de discontinuité lorsqu'un même tronçon hydrographique chevauche plusieurs régions. Les plus importantes erreurs d'estimation se retrouvent au niveau du Bassin parisien où il est plus difficile d'établir un lien entre les variables descriptives et le paramètre Δ en raison de l'importance du soutien de nappe. En raison des performances médiocres affichées sur les différentes régionalisations, les estimations de Δ sont à considérer avec une grande précaution, surtout pour les zones faiblement couvertes par le réseau d'observations.

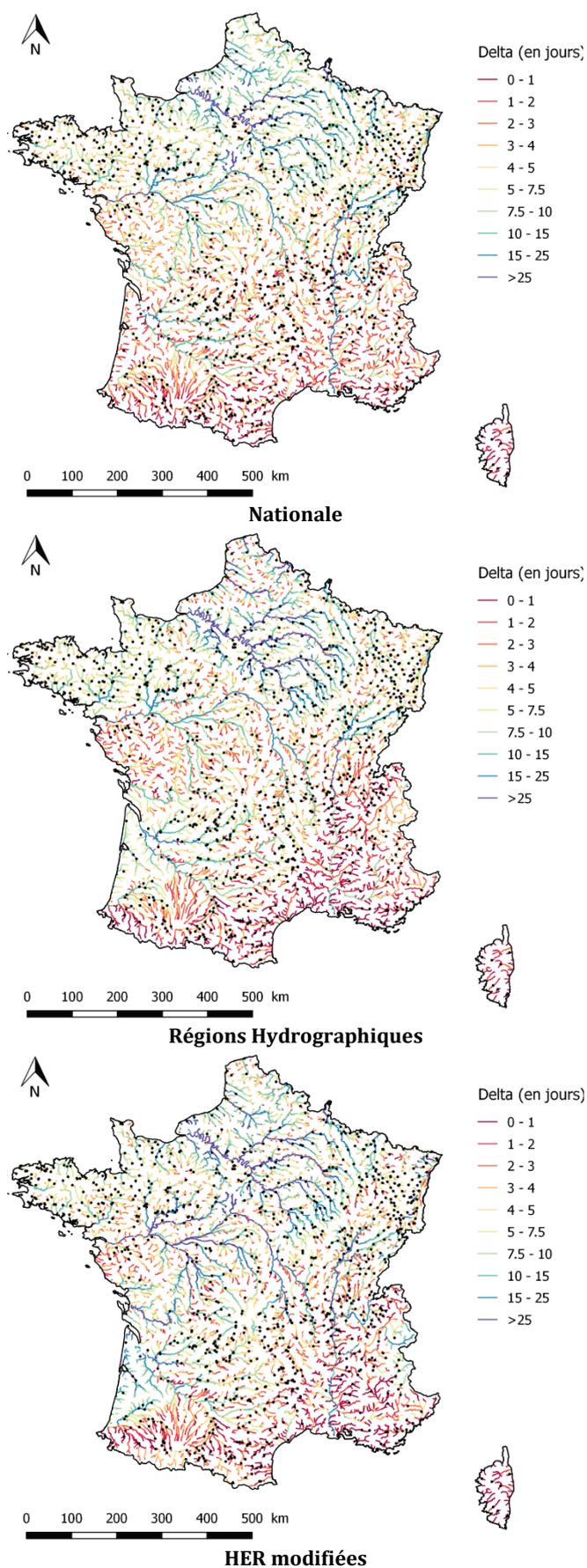


Figure 5-10 : Cartographies de Δ (en jours) sur l'ensemble du réseau hydrographique théorique drainant une surface supérieure à 50 km².

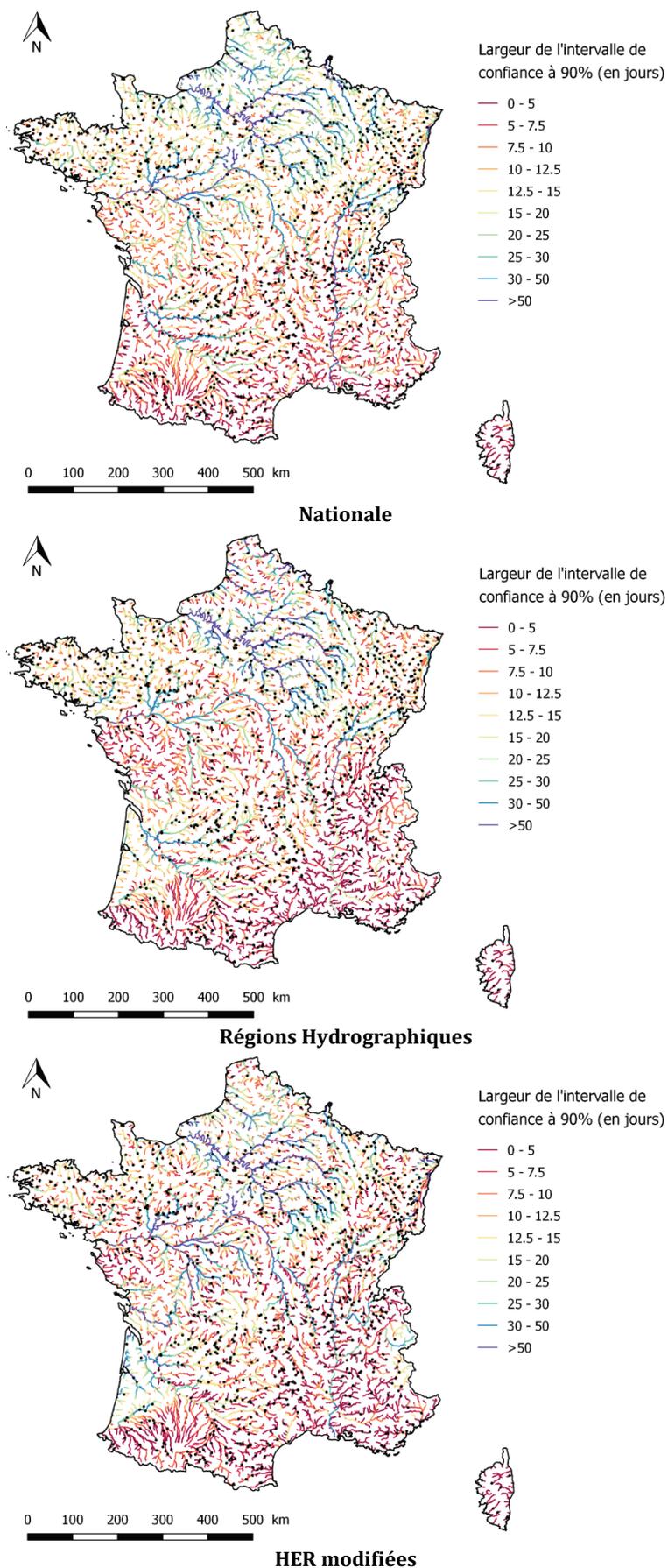


Figure 5-11 : Cartographies de la largeur des intervalles de confiance à 90% (en jours) associés aux estimations de Δ sur l'ensemble du réseau hydrographique théorique drainant une surface supérieure à 50 km².

5.6. Synthèse

Les premières estimations en sites non jaugés par formulations empiriques ont été exposées dans ce chapitre. Ces résultats ont été établis à partir d'un échantillon réduit de 965 stations issues de l'échantillon initial de 1405 stations et présentant au moins 20 années hydrologiques sur la période 1980-2013. Comme cela a été souligné au chapitre précédent, il est nécessaire de limiter le nombre de stations présentant des enregistrements disjoints. Le choix effectué retient une fraction maximale de lacunes de la chronique, sur la base d'exemples cités dans la littérature.

La deuxième section est consacrée à la sélection de descripteurs physiographiques/climatiques des bassins versants pertinents. Il s'agit d'identifier l'information optimale sur les données descriptives des bassins et de l'extraire en tout point du réseau hydrographique français. La sélection d'un certain nombre de variables s'est appuyée sur la littérature et notamment sur des travaux récents de formulations empiriques en France. Celles-ci recouvrent des champs de description comme la physiographie, le climat, le sol et le sous-sol mais aussi l'occupation du sol.

La suite du chapitre s'attache à décrire la mise en place d'un algorithme de sélection de descripteurs à injecter dans les formulations empiriques régionales. Le choix s'est porté sur une procédure « pas à pas » ascendante avec ajout de variable qui permet de retenir de une à quatre variables descriptives pour chaque formule. Le modèle repose sur plusieurs contraintes fixées pour optimiser la performance des relations. Ainsi, l'algorithme doit respecter des exigences de pertinence mais aussi de parcimonie dans le choix des variables, tout en limitant la colinéarité entre variables descriptives. Tout au long de la procédure, le respect de ces contraintes est analysé via des contrôles et des critères explicites.

Le quatrième volet est consacré au choix et à la définition des régionalisations sur lesquelles les formulations empiriques seront calées. Il a été décidé de considérer le territoire national total comme première région d'application même si de fait elle est hétérogène, afin d'établir une base de comparaison vis-à-vis des autres régionalisations. Les deux autres régionalisations par grandes régions hydrographiques et par Hydro Eco régions modifiées sont de type voisinage hydrologique fixe. Elles ont été choisies en raison de leur simplicité et sur la base des bonnes performances avérées lors de précédents travaux sur le territoire français.

Enfin, la dernière section développe les différents résultats d'estimation et de performance obtenus sur chaque paramètre. Les formules d'estimation ont été établies dans les unités d'origine des paramètres, soit le m^3/s pour \mathbf{x}_0 et \mathbf{a} et le jour pour Δ . De manière générale, les régressions témoignent de bonnes performances pour les paramètres \mathbf{x}_0 et \mathbf{a} . En revanche, les résultats obtenus pour Δ sont médiocres, en raison de la difficulté d'identifier des variables clés liées à la dynamique temporelle des crues. Dans tous les cas, la régionalisation par *HER* modifiées présente les meilleures performances d'estimation. Néanmoins, des défauts de discontinuité le long du réseau hydrographique apparaissent après un examen approfondi. Ce phénomène observable lors du passage d'une région à une autre sur un même tronçon hydrographique est récurrent dans toutes les régionalisations à base de découpages spatiaux.

Les résultats des estimations en sites non jaugés sont tributaires du réseau de mesures. Le passage à un échantillon de 965 a occasionné la perte de plus de 30% de stations hydrométriques. Même si leurs enregistrements ne couvrent pas la totalité de la période 1980-2013, il serait intéressant d'utiliser l'information hydrologique que ces stations portent. C'est la problématique abordée au cours du chapitre suivant, attaché au développement d'une méthode d'estimation prenant en compte le support temporel des données de bassin.

Références bibliographiques

- Akaike, H., 1998, Selected Papers of Hirotugu Akaike. Parzen, E., Tanabe, K. and Kitagawa, G. (eds), Springer New York, New York, NY, pp. 199-213.
- Beran, M.A. and Nozdryn-Plotnicki, M.J., 1977, Estimation of low return period floods / Estimation des crues d'une basse période de retour. *Hydrological Sciences Bulletin* 22(2), pp. 275-282.
- Beven, K.J. and Kirkby, M.J., 1979, A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. *Hydrological Sciences Bulletin* 24(1), pp. 43-69.
- Blöschl, G., Sivapalan, M., Wagener, T., Viglione, A. and Savenije, H., 2013, Runoff prediction in ungauged basins: Synthesis across processes, places and scales. Cambridge University Press.
- Catalogne, C., 2012, Amélioration des méthodes de prédétermination des débits de référence d'étiage en sites peu ou pas jaugés. Thèse de doctorat Sciences de l'Univers et de l'Environnement, Université de Grenoble, p. 285.
- Cipriani, T., Toilliez, T. and Sauquet, E., 2012, Estimation régionale des débits décennaux et durées caractéristiques de crue en France. *La Houille Blanche* (4-5), pp. 5-13.
- Dodge, Y. and Rousson, V., 1999, Analyse de régression appliquée. Dunod.
- Fox, J. and Monette, G., 1992, Generalized Collinearity Diagnostics. *Journal of the American Statistical Association* 87(417), pp. 178-183.
- Fox, J. and Weisberg, S., 2011, An R Companion to Applied Regression. Sage, Thousand Oaks CA.
- Hurvich, C.M. and Tsai, C.-L., 1995, Model selection for extended quasi-likelihood models in small samples. *Biometrics* 51(3), pp. 1077-1084.
- Keast, D. and Ellison, J., 2013, Magnitude frequency analysis of small floods using the annual and partial series. *Water* 5(4), pp. 1816-1829.
- Laaha, G. and Blöschl, G., 2006, A comparison of low flow regionalisation methods—catchment grouping. *Journal of Hydrology* 323(1-4), pp. 193-214.
- Lang, M., Ouarda, T. and Bobee, B., 1999, Towards operational guidelines for over-threshold modeling. *Journal of Hydrology* 225(3-4), pp. 103-117.
- Lê, S., Fosse, J. and Husson, F., 2008, FactoMineR : An R Package for Multivariate Analysis. *Journal of Statistical Software* 25(1), pp. 1-18.
- Lebart, L., Morineau, A. and Piron, M., 1997, Statistique exploratoire multidimensionnelle. Dunod, Paris.
- Leblois, E., 2012, Le bassin versant, système spatialement structuré et soumis au climat. Habilitation à Diriger les Recherches, Université de Grenoble, p. 112.
- Mansfield, E.R. and Helms, B.P., 1982, Detecting Multicollinearity. *The American Statistician* 36(3), pp. 158-160.
- Margat, J., 1978, Nouvelle légende de carte hydrogéologique. Rapport, BRGM, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, p. 45
- Merz, R. and Blöschl, G., 2005, Flood frequency regionalisation-spatial proximity vs. catchment attributes. *Journal of Hydrology* 302(1-4), pp. 283-306.
- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L. and Morel, S., 2008, Analysis of near-surface atmospheric variables: validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 47(1), pp. 92-107.
- R Core Team, 2016, R: A Language and Environment for Statistical Computing, R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Réménieras, G., 1986, L'hydrologie de l'ingénieur. Eyrolles, Paris, 1986.

- Robson, A.J. and Reed, D.W., 1999, Flood Estimation Handbook, vol. 3 : Statistical Procedures for Flood Frequency Estimation. Wallingford, UK.
- Sauquet, E., 2006, Mapping mean annual river discharges: Geostatistical developments for incorporating river network dependencies. *Journal of Hydrology* 331(1–2), pp. 300-314.
- Sauquet, E., 2013, Analyse des régimes hydrologiques : quels apports à la gestion de l'eau ? Habilitation à Diriger les Recherches, Université de Grenoble, p. 228.
- Sauquet, E., Gottschalk, L. and Leblois, E., 2000, Mapping average annual runoff: a hierarchical approach applying a stochastic interpolation scheme. *Hydrological Sciences Journal* 45(6), pp. 799-815.
- Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M. and Soubeyrou, J.-M., 2010, A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology* 30(11), pp. 1627-1644.
- Vogel, R., Wilson, I. and Daly, C., 1999, Regional regression models of annual streamflow for the United States. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 125(3), pp. 148-157.
- Wasson, J.G., Chandesris, A., Pella, H. and Blanc, L., 2001, Définition des hydro-écorégions françaises métropolitaine : approche régionale de la typologie des eaux courantes et éléments pour la définition des peuplements de référence d'invertébrés. Rapport d'étude, Cemagref, p. 190
- Zumstein, J.-F. and Gille, E., 1989, Atlas : lithologie, perméabilité et sensibilité à la pollution des formations affleurantes du bassin Rhin-Meuse / Agence de l'eau Rhin-Meuse Atlas de la lithologie et de la perméabilité du Bassin Rhin-Meuse. Agence de l'Eau Rhin-Meuse, Moulins-lès-Metz.
- Zuur, A.F., Ieno, E.N. and Elphick, C.S., 2010, A protocol for data exploration to avoid common statistical problems. *Methods in Ecology and Evolution* 1(1), pp. 3-14.

Chapitre 6. Estimations par approche géostatistique et analyse comparative des méthodes d'estimation

Le dernier chapitre de ce travail de recherche est consacré à la problématique de la prise en compte de la référence temporelle des données de bassin dans le cadre d'estimations en hydrologie. En effet, les formulations empiriques du chapitre précédent ont été établies au prix d'une perte de 30% des stations hydrométriques de l'échantillon initial. C'est pour utiliser de manière optimale l'information hydrologique portée par l'échantillon de 1405 stations que la méthode *TREK* (Time-REferenced data Kriging) a été développée au cours de ce projet de recherche. Cette méthode géostatistique a été fondée comme une extension de l'algorithme du Top-kriging (Skoien *et al.*, 2006) afin de prendre en compte le support temporel des données disponibles. Le concept de calcul de l'algorithme est de viser une période cible pour établir les estimations ; les données disponibles y participent plus ou moins selon leur période d'observation propre.

Le système de krigeage de *TREK* s'appuie sur les équations de base du krigeage dans cette première partie. La nouveauté est l'introduction d'une distance équivalente, définie comme une distance spatio-temporelle mixte. La suite du chapitre expose l'utilisation de la méthode *TREK* dans l'estimation des paramètres du modèle *QdF*, notamment le choix des hypothèses sur les variables et celles concernant la stationnarité. Il s'agit également de définir les paramètres nécessaires à la mise en œuvre de *TREK*, à savoir les paramètres d'échelle et ceux du variogramme théorique en distance. La suite du chapitre consiste à déterminer les paramètres de ce variogramme puissance mais aussi les paramètres d'échelle qui règlent l'équivalence entre l'espace et le temps dans la distance équivalente. Les cartographies (estimation et variance d'estimation) des paramètres du modèle *QdF* sont alors établies. Enfin, une analyse comparative finale en validation croisée est effectuée afin de sélectionner la méthode la plus performante et les cartes finales pour chaque paramètre du modèle *QdF* parmi les formulations empiriques régionales et la méthode *TREK*. Cette comparaison est menée sur le jeu de 965 stations de manière à établir des scores de performance de manière objective pour chaque méthode d'estimation. A l'issue de cette procédure, les cartographies finales du modèle *QdF* permettent de caractériser le régime des crues fréquentes en France.

6.1. La méthode *TREK* (Time REferenced data Kriging)

6.1.1. Bases du krigeage

Abordées au chapitre 5, les méthodes géostatistiques, comme le krigeage (Matheron, 1963), sont des méthodes d'interpolation qui permettent d'estimer une valeur à un site en tant que somme pondérée des observations disponibles, et les incertitudes associées à la valeur estimée. Les approches géostatistiques sont adaptées à des estimations de variables conservatives, *i.e.* équivalentes à des espérances mathématiques. Les poids sont déduits de la fonction de covariance des observations et de la structure spatiale des données (Journel et Huijbregts, 1978). La variable $z(\mathbf{u})$ au site \mathbf{u} est ainsi estimée comme une combinaison linéaire des N observations utilisées pour l'estimation :

$$z(\mathbf{u}) = \sum_{i=1}^N \lambda_i(\mathbf{u})z(\mathbf{u}_i) \quad (6.1)$$

où λ_i est le poids attribué à la valeur observée au site \mathbf{u}_i .

Les poids λ_i doivent assurer la contrainte de non-biais et sont calculés par minimisation de la variance, *i.e.* l'erreur de prédiction du krigeage. Dans l'hypothèse d'une homogénéité spatiale, les poids peuvent être calculés en résolvant le système d'équations suivant du krigeage (Matheron, 1965) :

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^N \lambda_j(\mathbf{u}) \times \gamma(|\mathbf{u}_i - \mathbf{u}_j|) + \mu = \gamma(|\mathbf{u}_i - \mathbf{u}|), & i = 1, \dots, N \\ \sum_{j=1}^N \lambda_j(\mathbf{u}) = 1 \end{cases} \quad (6.2)$$

où $|\mathbf{u}_i - \mathbf{u}_j|$ désigne la distance entre deux sites \mathbf{u}_i et \mathbf{u}_j , et γ est le modèle de semi-variogramme théorique ajusté au semi-variogramme expérimental. μ est le paramètre de Lagrange permettant de respecter la condition de non-biais.

6.1.2. Cas des données de blocs (bassins) – la méthode du Top-Kriging

Il est plus délicat de kriger des variables de débits. En effet, les observations de débit aux sites de mesures ne sont pas des valeurs ponctuelles mais des données de bloc. La valeur de débit mesurée à la station est alors considérée comme une valeur intégrée sur l'ensemble de la surface du bassin drainé. La définition d'une mesure de distance appropriée aux statistiques de débits s'avère alors nécessaire. Cependant, l'utilisation de la distance euclidienne entre les sites de mesures ou entre les centroïdes des bassins jaugés n'est pas adaptée (voir Sauquet (2006) et Gottschalk *et al.* (2011b) pour une discussion). La plupart des travaux préfèrent donc se baser sur un type particulier de moyenne adaptée aux données de blocs. Un des premiers à l'avoir utilisée, Gottschalk (1993a) la nomme moyenne de Ghosh (Ghosh, 1951).

Sur la base d'une fonction donnée $f(\mathbf{x}, \mathbf{y})$ d'une paire de points (\mathbf{x}, \mathbf{y}) , la moyenne de Ghosh entre deux blocs A et B est la valeur moyenne de $f(\mathbf{x}, \mathbf{y})$, sous hypothèse d'uniformité de \mathbf{x} et \mathbf{y} au sein de leurs blocs respectifs A et B (Figure 6-1). La distance h entre deux bassins S_1 et S_2 de superficies respectivement égales à A_1 et A_2 , peut être exprimée comme une moyenne de Ghosh de la distance entre tous les couples de points décrivant les aires des deux bassins :

$$h(S_1, S_2) = \frac{1}{A_1 A_2} \times \int_{\mathbf{u}_1 \in A_1} \int_{\mathbf{u}_2 \in A_2} \|\mathbf{u}_1 - \mathbf{u}_2\| d\mathbf{u}_1 d\mathbf{u}_2 \quad (6.3)$$

où $\|\mathbf{u}_1 - \mathbf{u}_2\|$ est la distance euclidienne entre le couple de points \mathbf{u}_1 et \mathbf{u}_2 .

La moyenne de Ghosh peut également être appliquée aux fonctions de covariance et de semi-variance entre deux blocs. A partir de cette définition, Gottschalk *et al.* (2011b) et Leblois (2012) ont mis en évidence que la moyenne de Ghosh est la fonction la plus compatible avec les développements géostatistiques. Elle permet en effet de tenir compte des discontinuités le long du réseau hydrographique (au niveau d'une confluence par exemple) et de la structure spatiale hiérarchique due à la topologie des bassins.

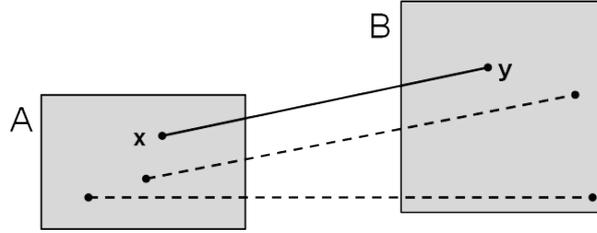


Figure 6-1 : Illustration schématique de la moyenne de Ghosh de f entre deux blocs A et B .

Sous hypothèse d'homogénéité spatiale du processus, la moyenne de Ghosh peut être appliquée à l'équation précédente du krigeage (équation 6.2). Cette méthode est connue sous le nom de « Top-Kriging » pour Topological Kriging (Skoien *et al.*, 2006) et hérite en grande partie des précédents développements géostatistiques sur les débits (e.g. Gottschalk, 1993a; b; Sauquet *et al.*, 2000; Leblais *et al.*, 2001). Cette expression permet de donner davantage de poids à un bassin dans lequel le bassin cible est inclus et de tenir ainsi compte de la structure emboîtée des bassins versants le long du réseau hydrographique (Figure 6-2).

Pour cela, il est fait l'hypothèse de l'existence d'un processus ponctuel élémentaire $q(\mathbf{x})$ et d'un variogramme ponctuel γ . La semi-variance $\gamma(S_1, S_2)$ entre les deux bassins S_1 et S_2 peut alors être exprimée :

$$\gamma(S_1, S_2) = \frac{1}{2} \times \text{Var}(q(S_1) - q(S_2)) \quad (6.4)$$

$$\begin{aligned} \gamma(S_1, S_2) &= \frac{1}{A_1 A_2} \times \int_{\mathbf{u}_1 \in A_1} \int_{\mathbf{u}_2 \in A_2} \gamma(\|\mathbf{u}_1 - \mathbf{u}_2\|) d\mathbf{u}_1 d\mathbf{u}_2 \\ &- \frac{1}{2} \times \left[\frac{1}{A_1^2} \times \int_{\mathbf{u}_1 \in A_1} \int_{\mathbf{u}_2 \in A_1} \gamma(\|\mathbf{u}_1 - \mathbf{u}_2\|) d\mathbf{u}_1 d\mathbf{u}_2 \right. \\ &\left. + \frac{1}{A_2^2} \times \int_{\mathbf{u}_1 \in A_2} \int_{\mathbf{u}_2 \in A_2} \gamma(\|\mathbf{u}_1 - \mathbf{u}_2\|) d\mathbf{u}_1 d\mathbf{u}_2 \right] \end{aligned}$$

Les poids sont calculés par résolution du système de krigeage (équation 6.2) avec insertion de chaque semi-variance (équation 6.4) dans la matrice de krigeage. Il est alors possible de calculer la variance de krigeage $\sigma^2(S_0)$ qui définit l'incertitude associée à l'interpolation au site cible S_0 :

$$\sigma^2(S_0) = \sum_{j=1}^N \lambda_j(S_0) \gamma(S_j, S_0) + \mu \quad (6.5)$$

où $\gamma(S_j, S_0)$ est la semi-variance entre le bassin cible S_0 et le bassin jaugé S_j .

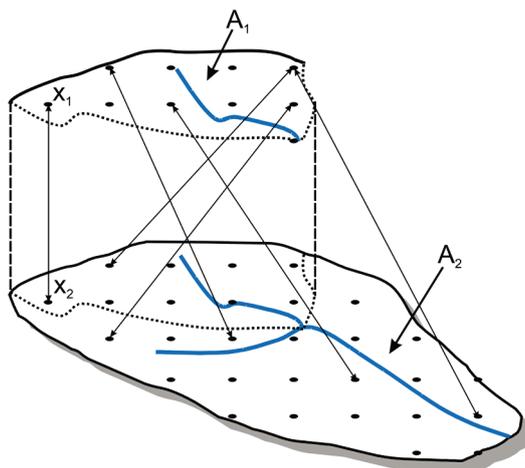


Figure 6-2 : Schéma illustrant le choix des paires de points pour le calcul de la distance (spatiale) moyenne entre paires de points pour deux bassins emboîtés de superficies respectives A_1 et A_2 – cas du Top-kriging.

6.1.3. Prise en compte de la référence temporelle dans le cas de données de blocs (bassins)

6.1.3.1. Variable étudiée

Il est fait l'hypothèse de l'existence d'un processus ponctuel élémentaire instantané $q(\mathbf{x}, t)$, *i.e.* d'un processus aléatoire tridimensionnel s'exprimant à la fois dans l'espace et dans le temps. Ce processus q n'est connu que par sa moyenne \bar{q} calculée sur différents supports, c'est-à-dire sur différentes périodes d'enregistrement et différents bassins représentés par leurs exutoires. Cela signifie que la valeur de \bar{q} en un point particulier est non seulement représentative d'une surface (*i.e.* la superficie drainée) mais aussi d'une période donnée (*i.e.* la période d'enregistrement). L'existence d'un semi-variogramme spatio-temporel γ décrivant le processus aléatoire spatio-temporel q est alors supposée.

6.1.3.2. Définition d'une distance spatio-temporelle

Les problématiques spatio-temporelles ont été abondamment traitées dans la littérature en géostatistique (e.g. Bogaert, 1996; Kyriakidis et Journel, 1999). Par exemple, Kyriakidis et Journel (1999) ont étudié différents modèles utilisés pour décrire les structures spatio-temporelles dans les sciences environnementales. Leurs travaux identifient deux grands types d'approches conceptuelles. La première approche rassemble les méthodes consistant à modéliser les structures spatio-temporelles en utilisant une seule fonction aléatoire spatio-temporelle. La seconde considère des modèles simplifiés à partir de vecteurs de fonctions aléatoires spatiales ou de vecteurs de séries temporelles. Il peut s'agir d'une réduction à la dimension où l'information est la plus abondante. Cela permet, par exemple, d'étudier un échantillon de chroniques longues sur peu de stations en se concentrant sur la dimension temporelle (Rouhani et Wackernagel, 1990). D'autres approches s'intéressent à l'interpolation directe de valeurs de débit. A partir du Top-kriging, Skoien et Blöschl (2007) ont par exemple développé une procédure d'interpolation spatio-temporelle pour les débits journaliers. La méthode exploite les corrélations dans l'espace et dans le temps du débit le long du réseau hydrographique en considérant les bassins versants comme des filtres spatio-temporels. De façon semblable, Gottschalk *et al.* (2011a) ont suggéré des méthodes de modélisation des fonctions de corrélation et de covariance dans un cas pratique de données spatio-temporelles.

La méthode *TREK* propose ici un point de vue différent par l'extension du Top-kriging avec l'introduction de la référence temporelle des données. Pour illustrer cette problématique, la Figure 6-3 présente le cas de deux bassins versants aux superficies différentes et présentant des périodes de référence non-concomitantes. Les bassins versants y sont représentés par des volumes qui illustrent l'ajout de la dimension temporelle aux données de blocs spatiales (en deux dimensions). Ce point de vue schématisé permet de visualiser les supports spatial et temporel par une représentation tridimensionnelle.

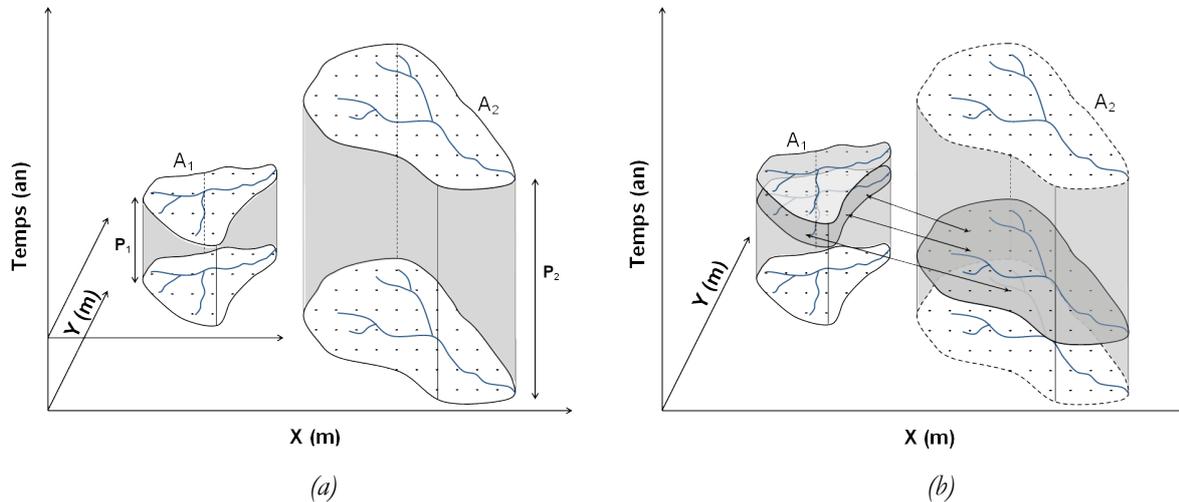


Figure 6-3 : Schéma illustrant les limites spatiales et temporelles de deux mesures considérées sur deux bassins distincts. Pour chaque bassin, la hauteur et la position du cylindre en temps définissent la référence temporelle et la base correspond à l'aire géométrique. Les figurés ponctuels représentent les paires de points spatio-temporels considérées pour le calcul des intégrales utiles aux estimations.

a – Exemple de deux bassins présentant des données aux références spatiales et temporelles différentes. A_1 et A_2 sont les superficies drainées. P_1 et P_2 représentent les périodes d'enregistrement

b – Principe de calcul de la moyenne de Ghosh calculées entre différentes paires de points spatio-temporels

En plus du support spatial, la méthode propose de tenir compte du support temporel sur lequel la statistique hydrologique est estimée. Pour ce faire, une distance spatio-temporelle est définie, sous hypothèse d'anisotropie géométrique du champ spatio-temporel. Ce type de distance a notamment été présenté par Kyriakidis et Journel (1999) en mettant en œuvre des facteurs d'anisotropie entre les axes spatial et temporel. Armstrong *et al.* (1993) l'ont également employée pour définir une fonction de covariance spatio-temporelle $C(h, \tau)$:

$$C(h, \tau) = f\left(\sqrt{a_1|h|^2 + a_2|\tau|^2}\right) \quad (6.6)$$

où a_1 et a_2 sont les facteurs d'anisotropie entre les axes spatial et temporel, $f(\cdot)$ est une fonction définie positive, $|h|$ et $|\tau|$ sont les normes euclidiennes des vecteurs respectifs, de la distance spatiale h et de la distance temporelle τ .

Dans le cas de *TREK*, la distance retenue est définie de façon très semblable. Tout d'abord, la distance spatiale entre deux points \mathbf{u}_1 et \mathbf{u}_2 est calculée sur la base d'une distance euclidienne :

$$d_{spatiale}(\mathbf{u}_1, \mathbf{u}_2) = \|\mathbf{u}_1 - \mathbf{u}_2\| \quad (6.7)$$

De même que la distance temporelle (en années) entre deux points temporels t_1 et t_2 :

$$d_{temporelle}(t_1, t_2) = |t_1 - t_2| \quad (6.8)$$

Sous hypothèse d'une anisotropie géométrique du champ spatio-temporel, il est alors possible de définir une distance adimensionnelle, combinant à la fois distances spatiale et temporelle. La distance entre deux points spatio-temporels (\mathbf{u}_1, t_1) et (\mathbf{u}_2, t_2) , définis dans l'espace et le temps, peut alors être exprimée comme une distance équivalente $d_{\acute{e}q}$:

$$d_{\acute{e}q}((\mathbf{u}_1, t_1), (\mathbf{u}_2, t_2)) = \sqrt{\left(\frac{d_{temporelle}(t_1, t_2)}{D}\right)^2 + \left(\frac{d_{spatiale}(\mathbf{u}_1, \mathbf{u}_2)}{L}\right)^2} \quad (6.9)$$

où D et L sont les facteurs d'anisotropie, permettant d'ajuster l'équivalence entre temps et espace. On reconnaît la formulation de Armstrong *et al.* (1993) si on pose $L = 1/a_1$ et $D = 1/a_2$. D et L seront désignés dans la suite comme « paramètre d'échelle temporel » et « paramètre d'échelle spatial ». Les données de bassin sont donc désormais définies sur leurs supports spatiaux respectifs (les bassins drainés) mais aussi référencées dans le temps. La distance de Ghosh peut alors être adaptée au cas de deux bassins versant S_1, S_2 aux surfaces respectivement égales à A_1 et A_2 et présentant des enregistrements disponibles sur les périodes respectives P_1 et P_2 :

$$\begin{aligned} h(S_1, S_2) &= \quad (6.10) \\ &= \frac{1}{P_1 P_2 A_1 A_2} \times \iint_{\mathbf{u}_1 \in A_1, t_1 \in P_1} \iint_{\mathbf{u}_2 \in A_2, t_2 \in P_2} d_{\acute{e}q}((\mathbf{u}_1, t_1), (\mathbf{u}_2, t_2)) d\mathbf{u}_1 d\mathbf{u}_2 dt_1 dt_2 \\ &= \frac{1}{P_1 P_2 A_1 A_2} \\ &\times \iint_{\mathbf{u}_1 \in A_1, t_1 \in P_1} \iint_{\mathbf{u}_2 \in A_2, t_2 \in P_2} \sqrt{\left(\frac{t_1 - t_2}{D}\right)^2 + \left(\frac{\|\mathbf{u}_1 - \mathbf{u}_2\|}{L}\right)^2} d\mathbf{u}_1 d\mathbf{u}_2 dt_1 dt_2 \end{aligned}$$

La Figure 6-3-b illustre le principe de la distance spatio-temporelle entre les paires de points qui décrivent la surface des bassins versants. Lorsque D tend vers 0, $d_{\acute{e}q}$ donne davantage de poids à la distance temporelle qu'à la distance spatiale. Ce phénomène peut être interprété comme un signal d'autocorrélation faible dans les statistiques observées.

6.1.3.3. Semi-variance et variance de krigeage référencées dans le temps

En supposant l'existence d'un semi-variogramme ponctuel spatio-temporel γ , la définition de la semi-variance théorique (équation 6.4.) peut être étendue aux données référencées dans le temps :

$$\begin{aligned} \gamma(S_1, S_2, P_1, P_2) &= \frac{1}{2} \times \text{Var}(q(S_1, P_1) - q(S_2, P_2)) & (6.11) \\ &= \frac{1}{P_1 P_2 A_1 A_2} \times \iint_{\mathbf{u}_1 \in A_1, t_1 \in P_1} \iint_{\mathbf{u}_2 \in A_2, t_2 \in P_2} \gamma[d_{\acute{e}q}((\mathbf{u}_1, t_1), (\mathbf{u}_2, t_2))] d\mathbf{u}_1 d\mathbf{u}_2 dt_1 dt_2 \\ &\quad - \frac{1}{2} \times \left[\frac{1}{P_1^2 A_1^2} \times \iint_{\mathbf{u}_1 \in A_1, t_1 \in P_1} \iint_{\mathbf{u}_2 \in A_1, t_2 \in P_2} \gamma[d_{\acute{e}q}((\mathbf{u}_1, t_1), (\mathbf{u}_2, t_2))] d\mathbf{u}_1 d\mathbf{u}_2 dt_1 dt_2 \right. \\ &\quad \left. + \frac{1}{P_2^2 A_2^2} \times \iint_{\mathbf{u}_1 \in A_2, t_1 \in P_1} \iint_{\mathbf{u}_2 \in A_2, t_2 \in P_2} \gamma[d_{\acute{e}q}((\mathbf{u}_1, t_1), (\mathbf{u}_2, t_2))] d\mathbf{u}_1 d\mathbf{u}_2 dt_1 dt_2 \right] \end{aligned}$$

où $\gamma(S_1, S_2, P_1, P_2)$ est la semi-variance entre deux bassins S_1, S_2 aux surfaces respectivement égales à A_1 et A_2 et présentant des enregistrements disponibles sur les périodes respectives P_1 et P_2 .

Le système de krigeage (équation 6.2.) est alors résolu par l'introduction de chaque semi-variance dans la matrice de krigeage afin de calculer les poids. Le site cible est à la fois caractérisé spatialement mais aussi temporellement avec le choix d'une période cible $P_{réf}$, par les N valeurs de $\gamma(S_0, S_i, P_{réf}, P_i)$, $i = 1, \dots, N$:

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^N \lambda_j(S_0, P_{réf}) \times \gamma(S_0, S_j, P_0, P_j) + \mu = \gamma(S_0, S_i, P_{réf}, P_i), & i = 1, \dots, N \\ \sum_{j=1}^N \lambda_j(S_0, P_{réf}) = 1 \end{cases} \quad (6.12)$$

Les poids obtenus par la résolution du système de krigeage dépendent ainsi de la période de données disponibles pour chaque station et de sa proximité avec la période cible. Cela signifie que l'information hydrologique des stations est pondérée en fonction du recouvrement de leur chronique vis-à-vis de la période cible choisie. Par exemple, si la période cible 1980-2010 est choisie, une chronique sur 1980-1995 aura davantage de poids qu'une chronique disponible sur 1985-1995.

Enfin, il est intéressant de constater que *TREK* est équivalent au Top-Kriging lorsque toutes les chroniques recouvrent strictement la période cible et que le paramètre d'échelle temporel D tend vers $+\infty$. Les estimations calculées le long du réseau hydrographique sont en effet représentatives de la période cible commune.

Dans tous les cas, l'expression de la variance de krigeage $\sigma^2(\mathbf{u}_0)$ reste inchangée (équation 6.5.)

6.2. Application de *TREK* aux paramètres du modèle *QdF*

6.2.1. Choix dans l'échantillonnage retenu

Il est désormais possible de manipuler des statistiques assimilables à des espérances mathématiques estimées sur des périodes non concomitantes avec la méthode *TREK*. Cependant, au sein des chroniques elles-mêmes des lacunes importantes peuvent persister. Une station définie sur 1983-2000 peut présenter un taux de lacunes internes important, par exemple avec un enregistrement valide sur 1983-1990, suivi d'une interruption, puis d'une reprise sur 1997-2000. La version actuelle de *TREK* ne permet pas de tenir compte des lacunes internes des chroniques mais cette mise en œuvre est théoriquement possible sur la base du krigeage précédemment défini. Cependant, cela impliquerait une algorithmique plus complexe.

Il a donc été fait le choix de restreindre le jeu de données de 1405 stations précédemment établi, comme pour la mise en place des formulations empiriques. Cette nouvelle sélection se base sur des chroniques présentant un **taux de complétion interne en termes d'années hydrologiques supérieur à 75%**. Pour rappel, une année hydrologique (1^{er} septembre au 31 août) est considérée comme complète si elle comporte au moins 300 jours d'enregistrement. La perte de stations reste cependant très limitée et l'échantillon retenu comporte 1389 stations (Figure 6-4).

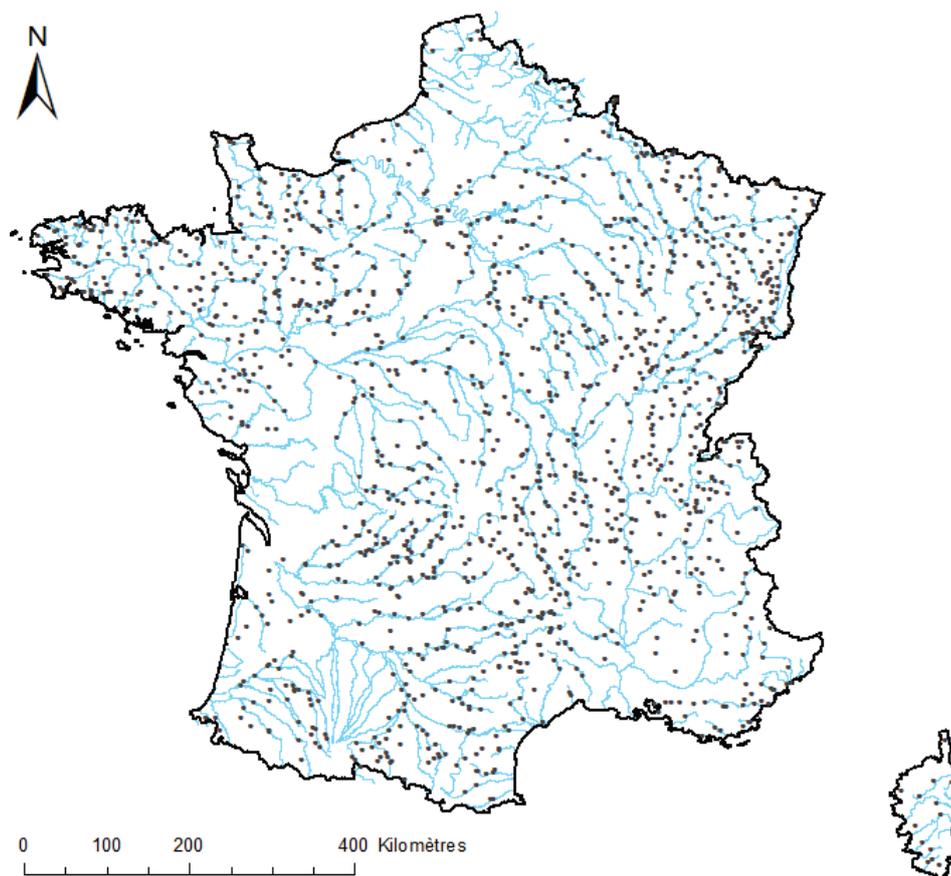


Figure 6-4 : Localisation des 1389 stations sélectionnées pour la mise en œuvre de *TREK*.

6.2.2. Nature des variables QdF

Comme cela a été rappelé en 6.1.1, les méthodes géostatistiques sont adaptées à des estimations de variables assimilables à des espérances mathématiques. Cela signifie que des approches de type krigeage, telles que *TREK* doivent privilégier des variables conservatives et intensives. Un questionnement est donc nécessaire sur la nature conservative ou non-conservative de chaque variable hydrologique. Il s'agit d'une hypothèse sur le monde réel formulée par le praticien et qui aura une influence sur la façon de traiter la donnée. Cette réflexion a donc été menée sur les trois paramètres du modèle *QdF*.

6.2.2.1. Le paramètre de position x_0 et le gradex a

x_0 et a sont les paramètres de la loi exponentielle, utilisée pour décrire un échantillon sup-seuil. Cette loi exponentielle ajustée sur les valeurs supérieures à un seuil S_0 est de fait une loi tronquée. La densité de la loi exponentielle f « parente » de moyenne et écart-type λ a pour expression sur $[0 ; +\infty[$:

$$f(x) = \frac{1}{\lambda} e^{-\frac{x}{\lambda}} \quad (6.13)$$

La loi tronquée est également une loi exponentielle de moyenne et écart-type $(S_0 + \lambda)$. Ce résultat s'explique en effet par la propriété d'absence de mémoire de la loi exponentielle. L'espérance et l'écart-type étant égaux, le paramètre de position x_0 et le gradex a , pourraient donc être intuitivement considérés comme assimilables à des espérances mathématiques. Empiriquement il est donc possible d'appliquer aux paramètres de position et d'échelle les méthodes d'interpolation utilisables sur les variables conservatives.

C'est donc sous cette hypothèse que des premières estimations de x_0 et a ont été réalisées avec la méthode *TREK*. Celles-ci ont été mises en œuvre avec un passage en variables spécifiques après division par la superficie S . Les quantiles de débit de crue instantanés ont pu alors être calculés et cartographiés. Les premiers résultats obtenus ont été encourageants et logiques avec une diminution des quantiles de débit spécifique de l'amont vers l'aval. Cependant, il a été constaté que les débits de crue estimés étaient additifs aux confluences alors que cela est peu probable à une fréquence fixée. Cette incohérence s'explique par la propriété de linéarité dans l'agrégation des méthodes de krigeage auxquelles appartient *TREK*.

Cette première hypothèse a donc été rejetée et les paramètres x_0 et a ont été considérés comme homogènes à des quantiles de crue. Cette considération s'appuie sur le fait que les quantiles de crue instantanés sont une combinaison linéaire de x_0 et de a . Comme la plupart des travaux de krigeage des quantiles de crue (Merz et Blöschl, 2005; Skoien *et al.*, 2006), le paramètre de position et le gradex ont été transformés en variables pseudo-spécifiques.

Il s'agit d'une réduction opérée par S^k où S représente la superficie du bassin versant en km². La puissance k est déterminée par le biais d'une régression de type puissance, via passage au logarithme népérien (ajustement par les moindres carrés). Pour les variables x_0 et de a , cette puissance k est la même à 0.01 près, pour les coefficients de détermination $R^2 = 0.70$ pour x_0 et $R^2 = 0.67$ pour a . Dans un souci de simplification, un k de 0.81 unique sera considéré pour le paramètre de position et le gradex. Cette transformation a permis de régler l'incohérence d'additivité aux confluences.

6.2.2.2. Le paramètre Δ

Le paramètre Δ du fait de sa dimension temporelle ne peut être directement interpolé. Son estimation est délicate et requiert une étape intermédiaire. De prime abord, il pourrait être judicieux de le transformer en variable pseudo-spécifique comme x_0 et a . Cependant, étant donné le faible pouvoir explicatif de la surface, il serait abusif de considérer comme additif un paramètre Δ pseudo-spécifique. Une solution d'interpolation indirecte a donc été mise en œuvre. Celle-ci a été nommée « méthode des quatre points ». Comme son nom l'indique, elle consiste à interpoler quatre points du modèle QdF pour en déduire Δ .

$$\left[x_0; a; \frac{x_0}{\left(1 + \frac{d_{réf}}{\Delta}\right)}; \frac{a}{\left(1 + \frac{d_{réf}}{\Delta}\right)} \right] \quad (6.14)$$

avec $d_{réf}$ durée de référence fixée sur l'ensemble de l'échantillon. Ceux-ci sont représentés en couleurs afin de les identifier pour l'équation du calcul de l'estimation de Δ :

$$\Delta = \frac{d_{réf}}{\frac{x_0 + a \ln(T_{réf})}{\frac{x_0}{\left(1 + \frac{d_{réf}}{\Delta}\right)} + \frac{a}{\left(1 + \frac{d_{réf}}{\Delta}\right)} \ln(T_{réf})} - 1} \quad (6.15)$$

où $T_{réf}$ est la période de retour choisie $T_{réf} \in [1; 5]$ ans

La Figure 6-5 permet de visualiser la technique d'estimation de Δ par la « méthode des quatre points » et le modèle QdF estimé par *TREK*. Les quatre points ont été transformés en variable pseudo-spécifiques et interpolés via *TREK*.

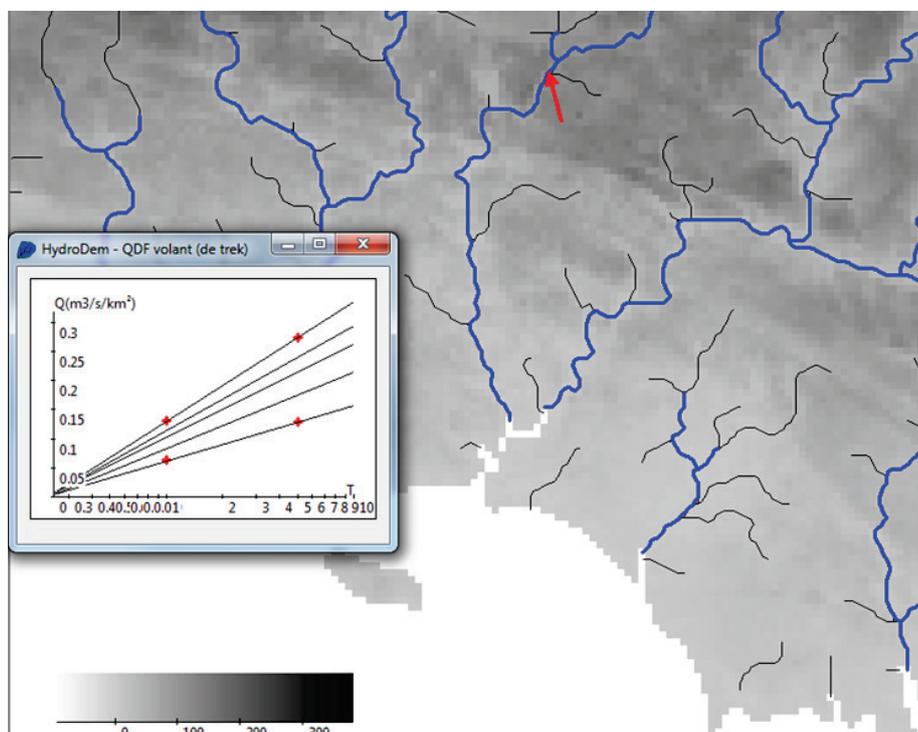


Figure 6-5 : Principe de la méthode des quatre coins (en rouge). Visualisation du modèle QdF convergent sur le Scorff vers Lorient en Bretagne.

La durée de référence $d_{réf}$ doit être suffisamment élevée de manière à bien « encadrer » le régime des crues par les quatre points tout en restant compatible avec la dynamique du régime des crues fréquentes. Celle-ci a donc été fixée comme égale à Dc_{90} (environ quatre jours) qui correspond au 90^{ème} percentile de la durée caractéristique Dc déterminée lors du calage du modèle QdF convergent sur l'ensemble des stations traitées (cf. chapitre 3, 3.1.1).

Le choix de la période de retour de référence $T_{réf}$ influe également sur l'importance donnée au gradex par rapport au paramètre de position dans l'estimation de \mathbf{A} dans l'équation 6.15. $T_{réf}$ a donc été fixée à $\exp(1)$ afin d'assurer un poids équivalent à \mathbf{x}_0 et \mathbf{a} tout en restant dans l'intervalle des périodes de retour ciblées.

6.2.3. Hypothèse de stationnarité

Il est possible de formuler différentes hypothèses sur la stationnarité des processus qui représentent les variables étudiées. Celles-ci impliquent différentes contraintes qui s'expriment sur le système de krigeage et donc sur les estimations. Par exemple, un krigeage sous hypothèse d'une Fonction Aléatoire Stationnaire d'ordre 2 (*FAST-2*) implique un système relativement contraint, avec une moyenne constante et une covariance entre deux points fonction uniquement de la distance qui les sépare.

Ici il a été préféré une hypothèse de stationnarité plus faible, de manière à mieux appréhender le territoire hétérogène de la France en offrant davantage de souplesse au krigeage de *TREK*. Les variables étudiées ont ainsi été considérées comme des fonctions Aléatoires Intrinsèques d'ordre zéro (*FAI-0*). Cette hypothèse implique que la moyenne et la covariance des processus étudiés ne sont pas stationnaires. Seuls les accroissements sont de moyenne nulle et présentent une variance dépendant de la distance.

Cette hypothèse offre concrètement plus de flexibilité au système en laissant les variables s'exprimer plus librement dans leurs champs sans la contrainte d'une moyenne constante. Ce type de krigeage est ainsi particulièrement adapté aux territoires à haute variabilité spatiale (par ex. reliefs montagneux). De fait, cette flexibilité « se paye » en augmentation de la variance d'estimation par rapport à un krigeage sur fonction aléatoire stationnaire d'ordre 2 (*FAST-2*).

Dans le cadre d'un krigeage en *FAI-0*, les variogrammes théoriques puissance sont adaptés :

$$\gamma(h) = C0 \times (h)^b \quad (6.16)$$

où h est la distance, $C0$ la valeur du variogramme pour $h = 1$ et b est la puissance du variogramme avec $0 < b < 2$.

Ce modèle de variogramme théorique sera donc considéré pour le variogramme en distance équivalente $d_{éq}$ dont les paramètres d'échelle D et L règlent l'équivalence entre les distances spatiale et temporelle. Pour mettre en œuvre *TREK* sous hypothèse d'une *FAI-0*, il est donc nécessaire d'estimer les paramètres suivants :

- $C0$ palier du variogramme, lié à la variance de la variable à estimer,
- b la puissance du variogramme en $d_{éq}$,
- D le paramètre temporel d'échelle (ici en années),
- L le paramètre spatial d'échelle (ici en km).

6.3. Estimation des paramètres d'échelle L et D

L'hypothèse a été faite que les deux variabilités spatiale et temporelle étaient indépendantes l'une de l'autre. De cette manière, il est possible de réaliser de façon indépendante l'estimation des paramètres d'échelle L et D .

6.3.1. Détermination de D comme longueur d'autocorrélation

Le paramètre D définit la limite à partir de laquelle aucune corrélation temporelle significative n'est observable. Une analyse globale de l'autocorrélation temporelle a donc été menée pour l'ensemble des variables directement interpolées par *TREK*, à savoir le paramètre de position x_0 et le gradex a ainsi que les autres variables de la méthode des « quatre points ». La résolution considérée est celle de l'année.

La principale difficulté réside ici dans le fait que les paramètres du modèle QdF sont définis sur l'étendue de la chronique de la station. De fait, estimer leur valeur à une échelle de résolution d'un an est une tâche délicate. Il a donc été décidé de faire appel à un algorithme de sélection sup-seuil en QdF offrant davantage de souplesse que celui utilisé au troisième chapitre : QdF SynGen³. Celui-ci a permis de ré-échantillonner les variables au pas de temps bisannuel.

Pour ce qui concerne la procédure, QdF SynGen n'utilise pas de critère de redescente et se base à la place sur un critère d'espacement temporel de cinq fois la durée de crue étudiée. Il est évident que les valeurs définies sur de telles résolutions sont très peu robustes mais l'intérêt ici est d'étudier uniquement le schéma d'autocorrélation. Un modèle théorique basé sur une courbe de décroissance exponentielle est ajusté à l'autocorrélation observée et permet d'estimer D sur chaque station, distance à partir de laquelle l'autocorrélation devient nulle (Figure 6-6). Il est alors possible de définir une courbe d'autocorrélation moyenne de l'ensemble des autocorrélations modélisées sur les 1389 stations. Cette fonction d'autocorrélation moyenne permet d'estimer un paramètre d'échelle temporel D théorique valable pour l'ensemble du territoire.

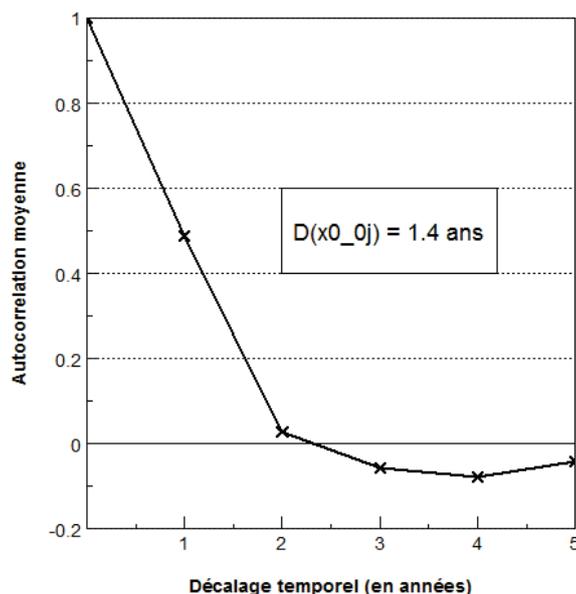


Figure 6-6 : Estimation du paramètre d'échelle temporel D par analyse de l'autocorrélation moyenne modélisée sur les 1389 stations (pour la variable x_0).

³ QdF SynGen, E. Leblois, communication personnelle, 6 septembre 2016.

6.3.2. Détermination de L par analyse variographique

Le paramètre L est assimilable à la portée du variogramme spatial théorique, c'est-à-dire à la distance spatiale à partir de laquelle il n'y a plus de relation entre l'information portée par deux points dans l'espace (*i.e.* observations spatialement indépendantes). Il est donc possible d'estimer L par une analyse variographique sur le champ spatial pour l'ensemble des variables directement interpolées par *TREK*. Concrètement, cela revient à effectuer une analyse de variographie en Top-kriging.

Cette analyse est conditionnée par le choix de la période cible. Dans le cas présent, la période-cible est 1980-2013. Pour n'étudier que le signal spatial, il est nécessaire que les périodes d'observations des stations prises en compte recouvrent totalement la période-cible considérée. Ainsi seules les séries temporelles complètes de 381 stations sur la période 1980-2013 seront conservées pour l'estimation de L . Cette analyse variographique est menée sur les variables pseudo-spécifiques en $l/s/(km^2)^k$ où k est la puissance relative à la superficie. (Figure 6-7). L'hypothèse d'une *FAI-0* permet le choix d'un variogramme théorique fonction puissance de la distance spatiale :

$$\gamma(h) = C0 \times \left(\frac{h}{L}\right)^b \quad (6.17)$$

où h est la distance spatiale (en km), $C0$ la valeur du variogramme pour la distance L et b est la puissance du variogramme avec $0 < b < 2$.

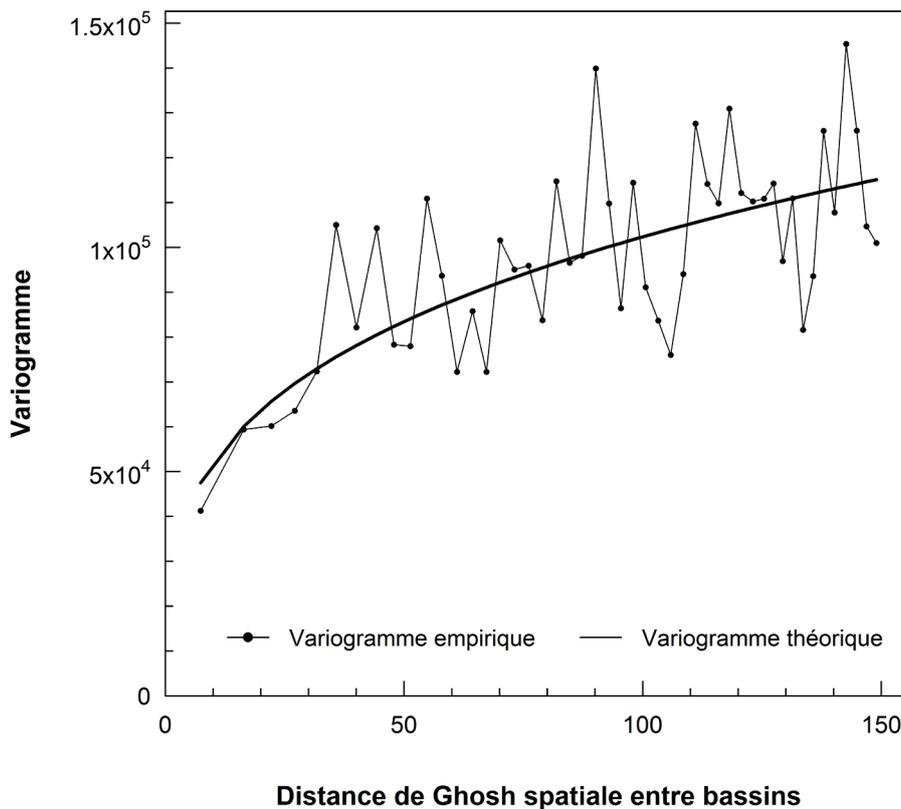


Figure 6-7 : Variogramme en distance spatiale pure (km) pour la variable x_0 ($L = 85$ km).

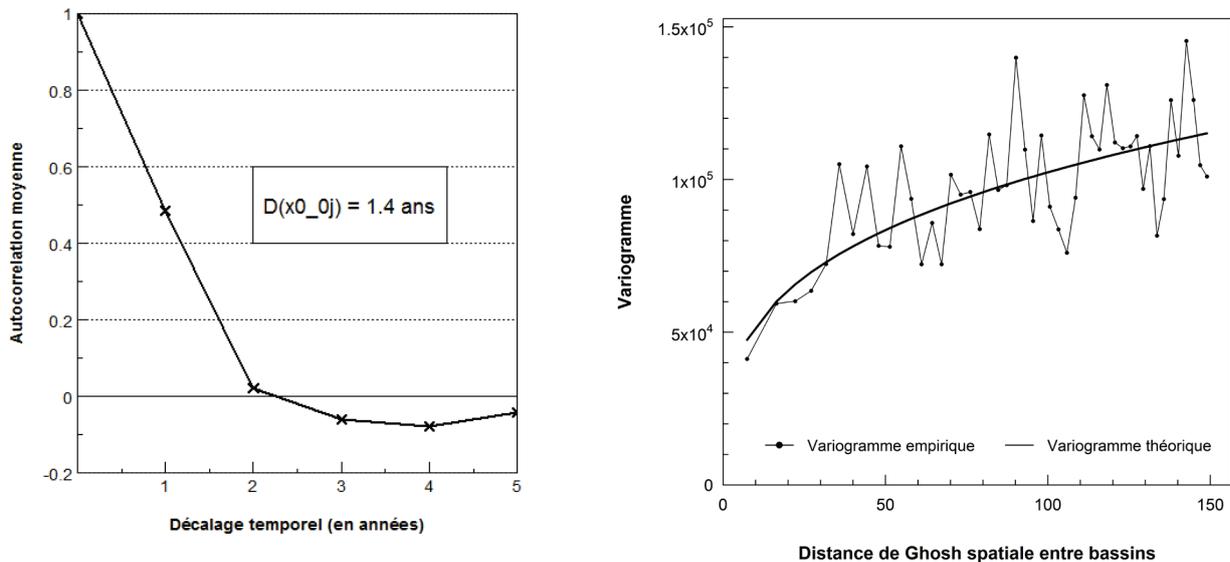
6.4. Estimations des paramètres du modèle QdF par TREK

Après avoir défini la méthodologie employée et les hypothèses de calcul, les paramètres du variogramme (équation 6.17) sont estimés afin de mettre en œuvre la cartographie de chaque paramètre du modèle QdF par TREK. Cette section développe les différents résultats d'estimation et de performance obtenus sur chaque paramètre. Les interpolations ont été calées en unités pseudo-spécifiques, soit le $l/s/(km^2)^k$ pour \mathbf{x}_0 et \mathbf{a} et les autres points permettant d'estimer Δ , k étant la puissance relative à la superficie de la variable considérée. Comme pour les précédentes estimations, les performances sont évaluées via une procédure de validation croisée de type « leave-one-out cross-validation » (LOOCV). Dans le cas de TREK, la procédure validation croisée permet cette comparaison avec la valeur observée en tenant compte de la période de référence sur laquelle est définie la variable. En ce qui concerne les estimateurs de performance, les coefficients de détermination sont calculés sur les variables pseudo-spécifiques. Le critère de Nash est calculé sur les variables non transformées, soit le m^3/s pour \mathbf{x}_0 et \mathbf{a} et le jour pour Δ .

6.4.1. Paramètre de position \mathbf{x}_0

6.4.1.1. Paramètres du variogramme théorique de TREK

Les paramètres d'échelle D et L sont évalués respectivement par analyse de l'autocorrélation moyenne et analyse variographique spatiale comme décrit au 6.3 (Figure 6-8).



Estimation du paramètre d'échelle temporel D par analyse de l'autocorrélation moyenne modélisée (1389 stations). $D(x_0_{0j}) = 1.4$ ans

Variogramme en distance spatiale pure (km) $L = 85$ km (381 stations aux chroniques complètes sur 1980-2013).

Figure 6-8 : Estimation des paramètres d'échelle de TREK pour la variable \mathbf{x}_0 .

Connaissant D et L , il est alors possible de réaliser une analyse variographique en distance équivalente afin d'évaluer les paramètres C_0 , b du variogramme théorique (Equation 5.18 ci-dessous.).

$$\gamma(d_{\acute{e}q}) = C_0 \times (d_{\acute{e}q})^b \quad (6.18)$$

où $d_{\acute{e}q}$ est la distance de Ghosh équivalente, C_0 le palier du variogramme et b la puissance du variogramme avec $0 < b < 2$.

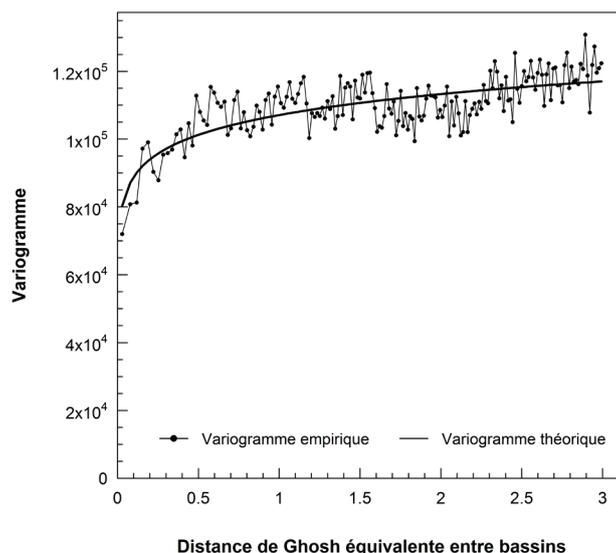


Figure 6-9 : Variogramme en distance équivalente pour la variable x_0

$$C0 = 110700 \left(l/s/(km^2)^k \right)^2 \text{ et } b = 0.081.$$

Sous hypothèse $FAI=0$, $TREK$ est donc mis en œuvre pour la cartographie du paramètre x_0 sur la base des paramètres suivants :

- $C0 = 110700 \left(l/s/(km^2)^k \right)^2$ (où $k = 0.81$) ;
- $b = 0.081$;
- $D = 1.4 \text{ an}$;
- $L = 85 \text{ km}$.

6.4.1.2. Performances

Les statistiques des performances de $TREK$ pour l'estimation du paramètre de position x_0 sont résumées dans le Tableau 6-1. Les formules explicitées des coefficients de performances et estimateurs d'erreurs sont visibles en Annexe VII. $TREK$ étant une procédure de krigeage, il s'agit d'un estimateur non-biaisé. Ainsi en estimation, le coefficient de détermination et le critère de Nash valent 1 et les erreurs sont nulles. En validation croisée, le coefficient de détermination de 0.67 est plutôt moyen sur les valeurs en débits pseudo-spécifiques. En revanche, le critère de Nash affiche une valeur de 0.941, témoignant d'une très bonne performance de prédiction de $TREK$. Les scores d'erreur en validation croisée demeurent tout-de-même assez élevés, avec une erreur quadratique moyenne spécifique de 92.2 l/s/km² et une erreur absolue relative de 39%.

R^2	1
R^2 Validation Croisée	0.673
Nash	1
Nash Validation Croisée	0.941
RMSE spécifique (l/s/km²)	0
RMSE spécifique Validation Croisée (l/s/km²)	92.2
MARE (%)	0
MARE Validation Croisée (%)	39.1

Tableau 6-1 : Synthèse des statistiques de performances de $TREK$ pour x_0 .

6.4.1.3. Cartographies des estimations et de la variance en sites non jaugés

La Figure 6-11 permet de visualiser les cartes d'estimation et de variance du paramètre de position x_0 interpolé par *TREK*. De manière générale, les estimations sont cohérentes et logiques. Les valeurs maximales se détachent distinctement sur le pourtour méditerranéen et les zones de montagne. L'influence océanique est visible avec des valeurs hautes sur la pointe bretonne et le Marais Poitevin. Les zones de plaine aux faibles pentes et aux précipitations modérées, comme le bassin de la Seine, se distinguent également par des valeurs de x_0 plus faibles. La plupart des grands fleuves français affichent par ailleurs des valeurs relativement faibles, reflétant la diminution du débit spécifique avec l'augmentation de la superficie des bassins. Contrairement aux techniques de régionalisation à base de découpages spatiaux du chapitre précédent, l'évolution des valeurs de x_0 se fait de manière continue et naturelle le long du réseau hydrographique en raison du schéma d'agrégation de *TREK*, interrompue par des confluences majeures. Par ailleurs, en tout point du réseau hydrographique est fournie la variance d'estimation associée, *i.e.* l'incertitude d'estimation du krigeage. A chaque station, la variance est fonction du recouvrement de la période d'observation vis-à-vis de la période cible considérée. Ainsi, au droit d'une station affichant une période d'observation correspondant à la période cible, la variance sera nulle. La variance augmentera logiquement avec le nombre d'années manquantes : plus une station présente de lacunes, plus l'incertitude d'estimation est forte. Le zoom sur la Corse en Figure 6-10 permet de mieux visualiser ce principe. La variance est minimale au droit des stations couvrant la période 1980-2013 et augmente en fonction des années manquantes.

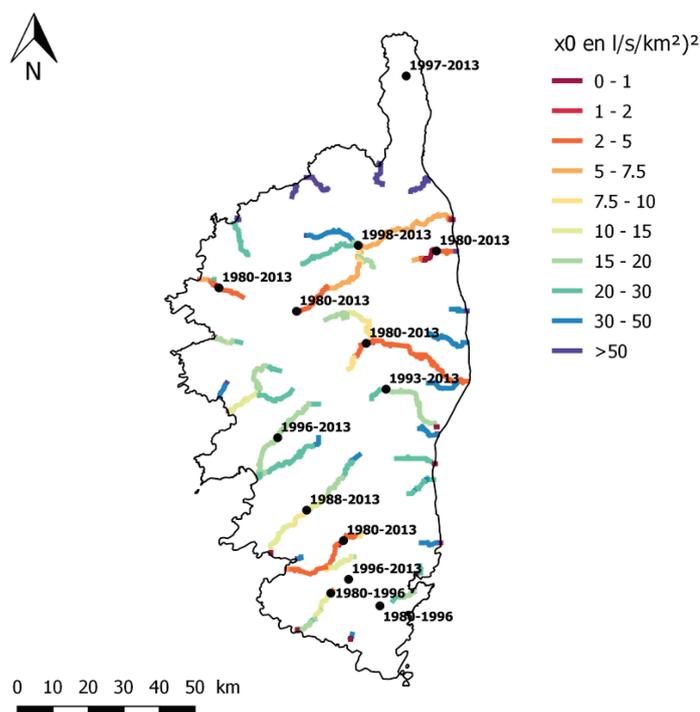


Figure 6-10 : Variance de x_0 spécifique (en $l/s/km^2)^2$) sur le réseau hydrographique théorique drainant une surface supérieure à $50 km^2$, zoom à l'échelle de la Corse.

Il est également à noter que les variances nulles ne sont pas situées à l'emplacement exact des stations de mesures car le schéma d'interpolation considère structurellement la valeur interpolée comme une statistique de bloc. La Figure 6-11 montre la variance d'estimation de *TREK* à l'échelle de la France. Celle-ci tend à décroître avec l'augmentation de la taille du bassin drainé en raison de l'agrégation des données provenant des affluents amont. En tant qu'extension du Top-kriging, *TREK* hérite de cette prise en compte de l'agrégation spatiale. Ainsi, les grands fleuves tels que la Garonne, la Seine ou le Rhône

affichent une variance d'estimation très faible car *TREK* considère une grande connaissance des régimes de crue en amont. La variance d'estimation dépend de la superficie drainée et de la référence temporelle des données vis-à-vis de la période cible.

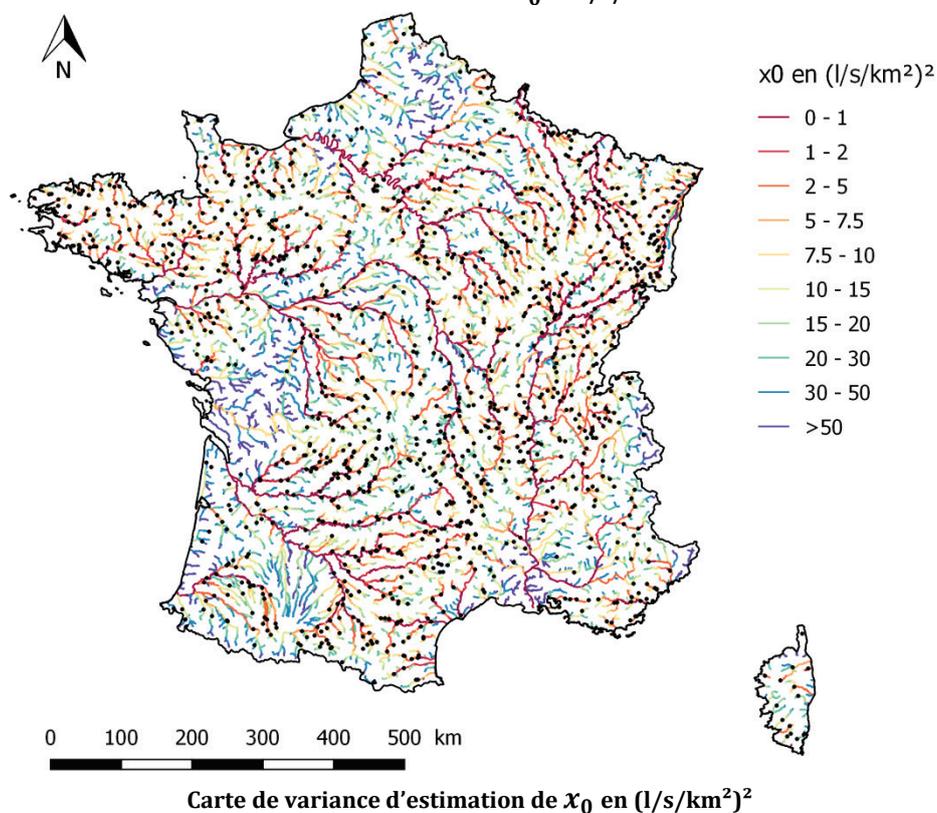
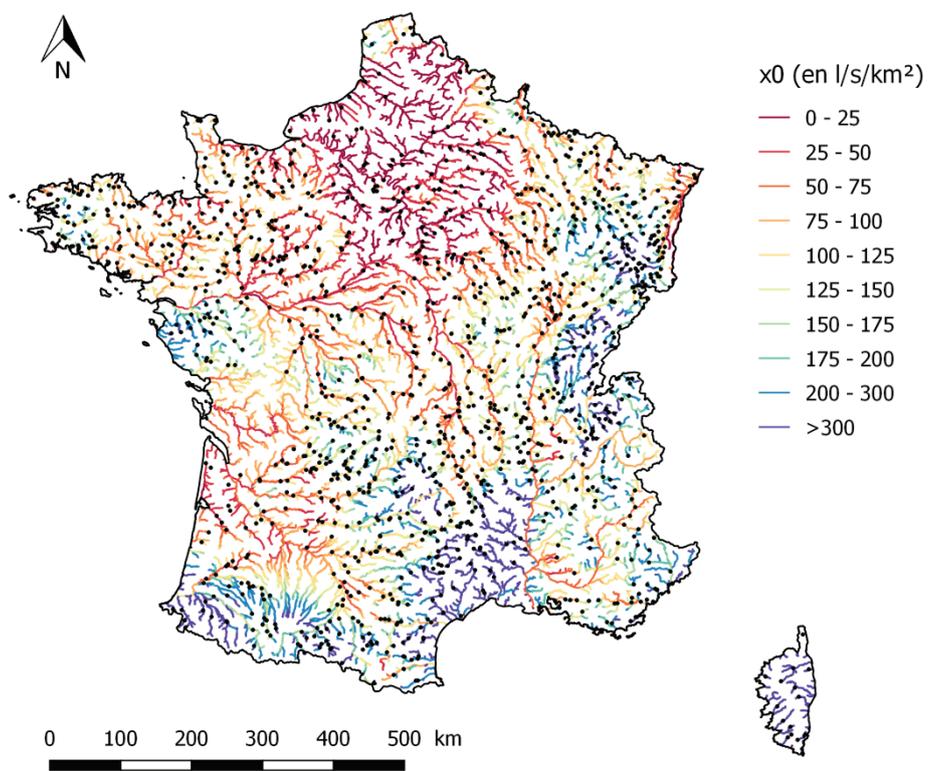
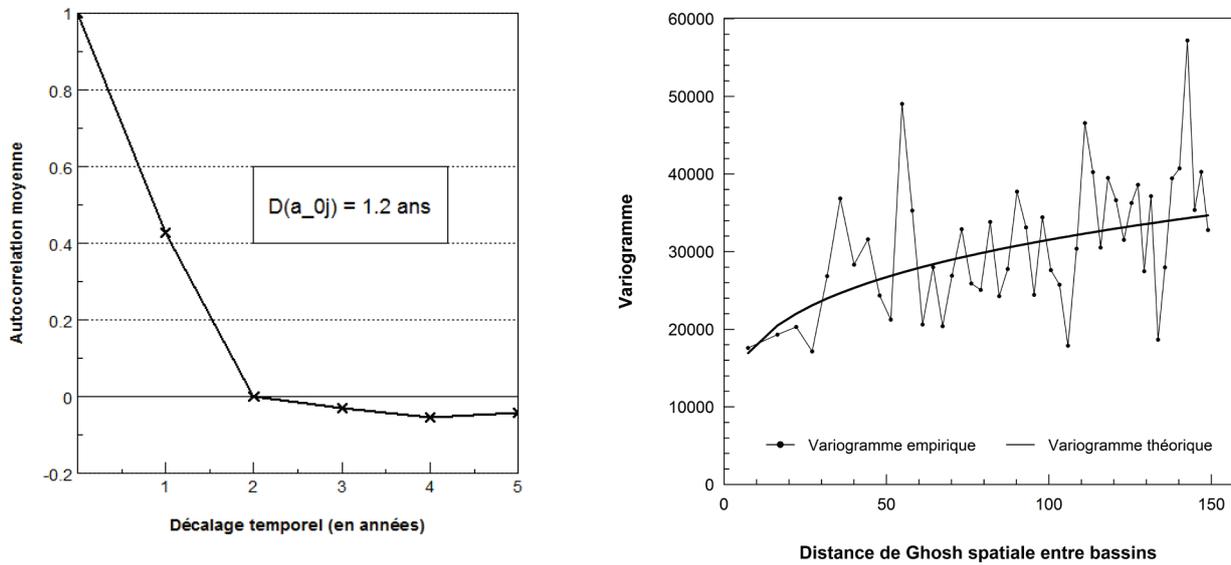


Figure 6-11 : Cartographies de x_0 spécifique (en $l/s/km^2$) et de sa variance d'estimation associée (en $(l/s/km^2)^2$) sur l'ensemble du réseau hydrographique théorique drainant une surface supérieure à $50 km^2$.

6.4.2. Gradex α

6.4.2.1. Paramètres du variogramme théorique de TREK

Les paramètres d'échelle D et L sont évalués respectivement par analyse de l'autocorrélation moyenne et analyse variographique spatiale comme décrit au 6.3 (Figure 6-12).



Estimation du paramètre d'échelle temporel D par analyse de l'autocorrélation moyenne modélisée (1389 stations). Variogramme en distance spatiale pure (km) $L = 89$ km (381 stations aux chroniques complètes sur 1980-2013).

Figure 6-12 : Estimation des paramètres d'échelle de TREK pour la variable α

Connaissant D et L , il est alors possible de réaliser une analyse variographique en distance équivalente d'évaluer les paramètres $C0$, b du variogramme théorique.

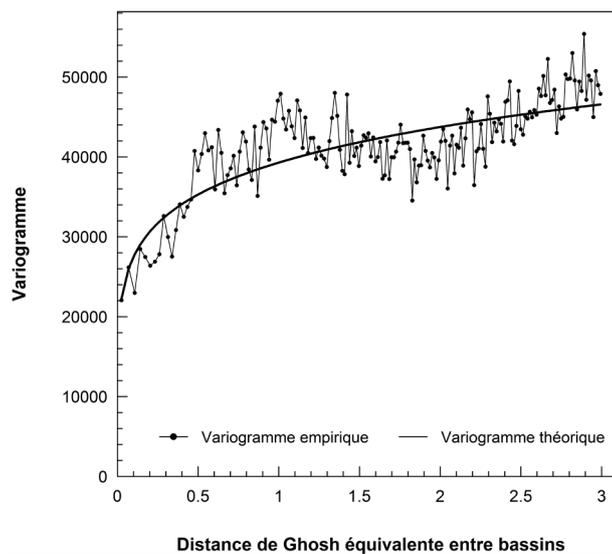


Figure 6-13 : Variogramme en distance équivalente pour la variable α

$$C0 = 41800 \left(l/s/(km^2)^k \right)^2 \text{ et } b = 0.155.$$

Sous hypothèse F_{AI-0} , $TREK$ est donc mis en œuvre pour la cartographie du paramètre \mathbf{x}_0 sur la base des paramètres suivants :

- $C0 = 41800 (l/s/(km^2)^k)^2$ (où $k = 0.81$) ;
- $b = 0.155$;
- $D = 1.2 an$;
- $L = 89 km$.

6.4.2.2. Performances

L'analyse des statistiques des interpolations de $TREK$ sur le gradex révèle des performances légèrement plus faibles que pour le paramètre de position \mathbf{x}_0 (Tableau 6-2). En validation croisée, le coefficient de détermination de 0.6 est plutôt moyen sur les valeurs en débits pseudo-spécifiques. Néanmoins, le critère de Nash affiche une valeur de 0.89, témoignant d'une bonne performance de prédiction de $TREK$ pour \mathbf{a} . En parallèle des scores de performances plus faibles par rapport au paramètre de position, les erreurs en validation croisée sont également plus élevées, avec notamment une erreur absolue relative de 48%.

R^2	1
R^2 Validation Croisée	0.602
Nash	1
Nash Validation Croisée	0.887
RMSE spécifique ($l/s/km^2$)	0
RMSE spécifique Validation Croisée ($l/s/km^2$)	67.4
MARE (%)	0
MARE Validation Croisée (%)	48.2

Tableau 6-2 : Synthèse des statistiques de performances de $TREK$ pour \mathbf{a}

6.4.2.3. Cartographies des estimations en sites non jaugés

Globalement, la carte d'estimation du gradex \mathbf{a} (Figure 6-14) montre des résultats plausibles. Les valeurs les plus fortes sont retrouvées sur les zones méditerranéennes et montagneuses, notamment les Cévennes. Des valeurs hautes témoignent également de l'importance des précipitations océaniques sur les côtes normandes et bretonnes, ainsi que sur le Marais Poitevin. Les faibles valeurs du gradex se retrouvent sur les secteurs à faibles pentes et aux précipitations modérées (affluents de superficie importantes sur les bassins de la Seine et de la Loire par exemple).

Comme pour \mathbf{x}_0 , la carte de la variance d'estimation affiche également des valeurs dépendant de la superficie drainée et de la référence temporelle des données vis-à-vis de la période cible. L'évolution des valeurs du gradex est progressive le long du réseau hydrographique. De même, la variance décroît avec l'augmentation de la taille du bassin drainé en raison de l'agrégation des données provenant des affluents amont. Les valeurs de variance les plus faibles sont logiquement retrouvées sur les grands fleuves de France mais aussi sur les affluents aux superficies importantes et dont la partie amont est bien instrumentée.

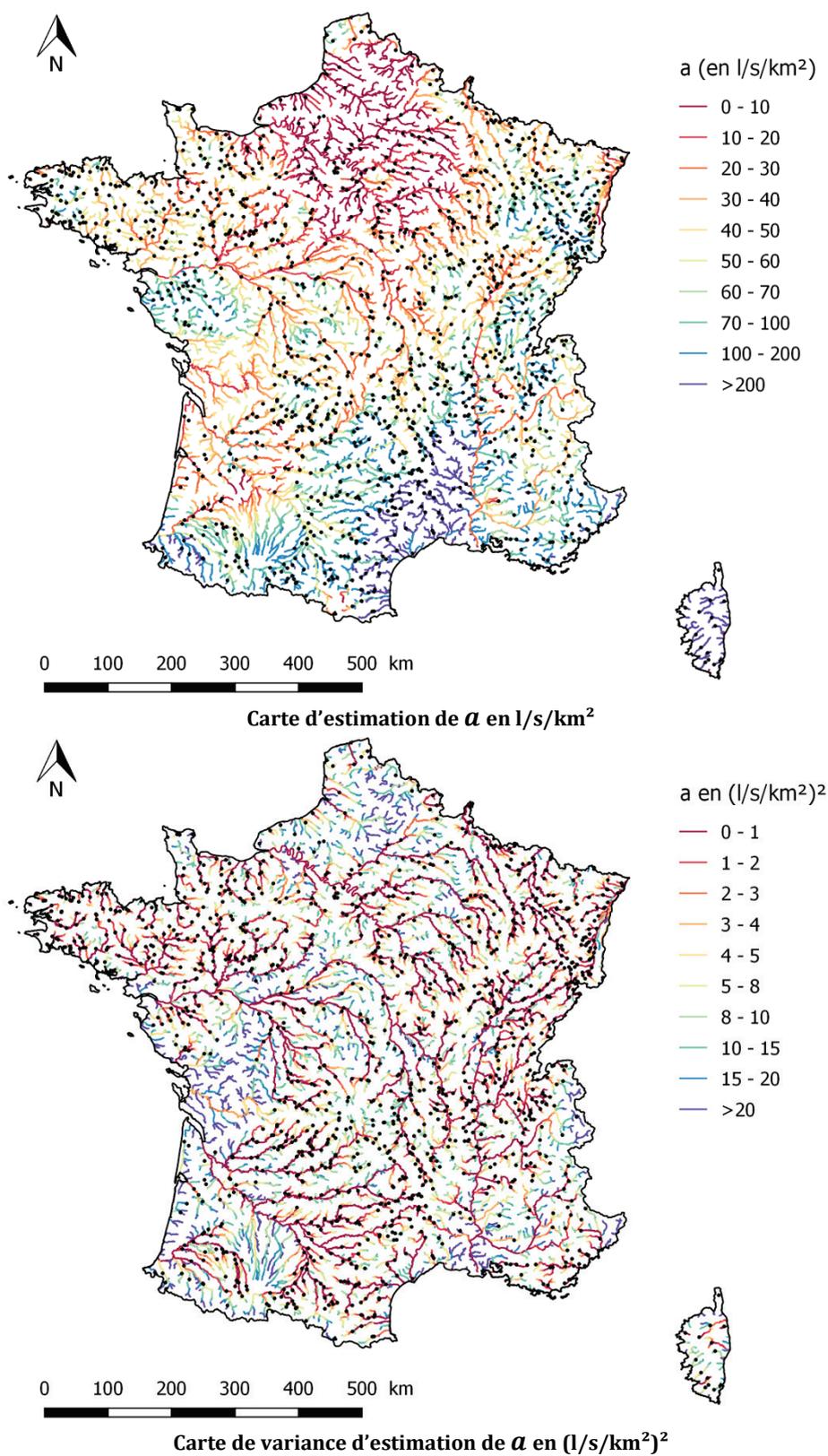


Figure 6-14 : Cartographies de a spécifique (en $l/s/km^2$) et de sa variance d'estimation associée (en $(l/s/km^2)^2$) sur l'ensemble du réseau hydrographique théorique drainant une surface supérieure à $50 km^2$.

6.4.3. Paramètre Δ

Pour rappel, l'estimation de Δ est réalisée au moyen d'une interpolation indirecte, nommée « méthode des quatre points ». Celle-ci se base sur quatre points du modèle QdF pour le calcul de Δ :

$$\left[\mathbf{x}_0 ; \mathbf{a} ; \frac{\mathbf{x}_0}{\left(1 + \frac{d_{réf}}{\Delta}\right)} ; \frac{\mathbf{a}}{\left(1 + \frac{d_{réf}}{\Delta}\right)} \right]$$

Avec $d_{réf} = Dc_{90} = 4 \text{ jours}$ et $T_{réf} = \exp(1)$

Les deux derniers points seront notés respectivement $\mathbf{x}_{0_{d_{réf}}}$ et $\mathbf{a}_{d_{réf}}$.

6.4.3.1. Difficultés rencontrées et décisions pour la mise en œuvre de l'interpolation

Après plusieurs essais, la cartographie de Δ présentait des zones lacunaires dues à des incohérences dans l'interpolation des « quatre points ». Plusieurs cas de figure incompatibles avec le modèle QdF étaient à l'origine de ces valeurs aberrantes. Pour la même période de retour, on observe des incohérences du type quantile de débit instantané inférieur au quantile de débit sur une durée $d_{réf}$, avec $\mathbf{x}_{0_{d_{réf}}} > \mathbf{x}_0$ et/ou $\mathbf{a}_{d_{réf}} > \mathbf{a}$. Une explication plausible serait que les tailles des bassins versants et les dynamiques d'écoulement sont trop différentes au sein de l'échantillon pour que l'estimation de Δ soit possible à l'échelle nationale. Il a été décidé de segmenter l'échantillon en 8 classes de superficie des bassins versants. Chaque classe comporte un peu plus de 170 stations.

Classe	Taille	Borne inférieure (km ²)	Borne supérieure (km ²)
1	178	8.0	45.25
2	174	45.25	83.75
3	174	83.75	123.75
4	173	123.75	185.25
5	175	185.25	308.5
6	172	308.5	570.0
7	173	570.0	1325.25
8	170	1325.25	81358.5

Tableau 6-3 : Classes de superficie pour l'estimation de Δ .

Pour chaque classe, la dynamique des crues, et donc la durée de référence $d_{réf} = Dc_{90}$ considérée, diffèrent. La classe 8 constitue une exception avec une $d_{réf} > Dc_{90}$ fixée à 25 jours, en raison d'une grande hétérogénéité des superficies dans la classe (facteur 60 entre les bornes). Les deux points $\mathbf{x}_{0_{d_{réf}}}$ et $\mathbf{a}_{d_{réf}}$ seront différents pour chaque classe et il sera nécessaire de réaliser une interpolation des quatre points à chaque fois. Toutes les variables doivent subir une transformation en unités pseudo-spécifiques. Le Tableau 6-4 détaille les puissances k appliquées à la superficie et déterminées par le biais d'une régression de type puissance, via passage au logarithme népérien. Celles-ci sont accompagnées de leur coefficient de détermination. Pour chaque $d_{réf}$, cette puissance k est la même pour $\mathbf{x}_{0_{d_{réf}}}$ et $\mathbf{a}_{d_{réf}}$.

Etant donné que les classes comportent un peu plus de 170 individus, la détermination de k a été menée sur l'ensemble des 1389 stations de manière à assurer une certaine stabilité dans les régressions. Le tableau suivant récapitule les résultats par classes en termes de puissances, $d_{réf}$ et de R^2 .

Classe	$d_{réf}$ (jours)	k	R^2 pour $\mathbf{x}_{0_{d_{réf}}}$	R^2 pour $\mathbf{a}_{d_{réf}}$
1	8	0.98	0.83	0.83
2	9	0.99	0.83	0.83
3	11	1.00	0.83	0.84
4	12	1.01	0.83	0.84
5	12	1.01	0.83	0.84
6	15	1.02	0.84	0.84
7	20	1.04	0.84	0.85
8	25	1.05	0.84	0.85

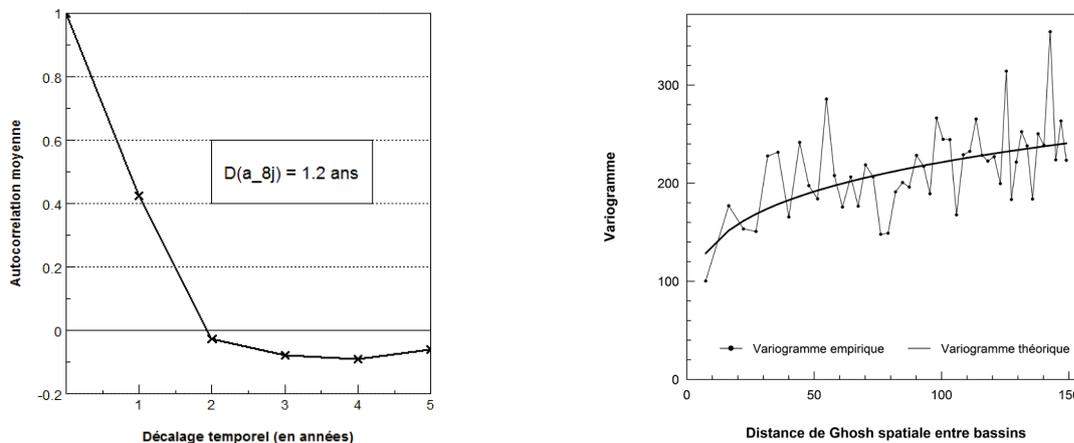
Tableau 6-4 : Puissances k associées aux superficies pour le passage en variables pseudo-spécifiques de $\mathbf{x}_{0_{d_{réf}}}$ et $\mathbf{a}_{d_{réf}}$.

6.4.3.2. Paramètres des variogrammes

Comme pour les paramètres précédents \mathbf{x}_0 et \mathbf{a} , il est nécessaire de déterminer les paramètres permettant d'interpoler les quatre variables pseudo-spécifiques pour chaque classe de superficie considérée. L'analyse de l'autocorrélation et l'examen de la variographie ont donc été réalisés sur l'ensemble des points au sein des classes afin de déterminer pour chaque point les paramètres suivants :

- $C0$ palier du variogramme,
- b la puissance du variogramme en distance équivalente,
- D le paramètre temporel d'échelle (en années),
- L le paramètre spatial d'échelle (en km).

Le Tableau 6-5 suivant récapitule l'ensemble de ces paramètres. Les quatre points sont nommés avec leur durée relative $d_{réf}$. Ainsi $\mathbf{x}_{0_{0j}}$ correspond à \mathbf{x}_0 pour $d_{réf} = 0$ jour (soit \mathbf{x}_0) et $\mathbf{x}_{0_{8j}}$ correspond à \mathbf{x}_0 pour $d_{réf} = 8$ jours. La Figure 6-15 montre la détermination des paramètres d'échelle pour le point \mathbf{a}_{8j} .



Estimation du paramètre d'échelle temporel D par analyse de l'autocorrélation moyenne modélisée. Variogramme en distance spatiale pure (km) $L = 91$ km.

Figure 6-15 : Estimation des paramètres d'échelle de TREK pour le point \mathbf{a}_{8j} .

Classe	Variable pseudo-spécifique	C_0	b	D (année)	L (km)
1	x_{00j}	171000	0,087	1.3	85
1	a_{0j}	64000	0,068	1.1	89
1	x_{08j}	3000	0,135	1.2	87
1	a_{8j}	810	0,056	1.2	91
2	x_{00j}	103000	0,093	1.3	85
2	a_{0j}	34000	0,16	1.2	89
2	x_{09j}	1900	0,16	1.2	87
2	a_{9j}	540	0,249	1.2	93
3	x_{00j}	100000	0,268	1.5	85
3	a_{0j}	36000	0,471	1.3	89
3	x_{011j}	620	0,088	1.3	86
3	a_{11j}	130	0,18	1.3	92
4	x_{00j}	178000	0,154	1.5	85
4	a_{0j}	81000	0,159	1.3	89
4	x_{012j}	620	0,117	1.3	86
4	a_{12j}	170	0,22	1.3	92
5	x_{00j}	128000	0,308	1.5	85
5	a_{0j}	45000	0,432	1.3	89
5	x_{012j}	450	0,136	1.3	86
5	a_{12j}	100	0,197	1.3	92
6	x_{00j}	95000	0,234	1.3	85
6	a_{0j}	40000	0,358	1.1	89
6	x_{015j}	320	0,153	1.3	87
6	a_{15j}	80	0,238	1.3	91
7	x_{00j}	123000	0,222	1.4	85
7	a_{0j}	47000	0,408	1.2	89
7	x_{020j}	160	0,046	1.2	84
7	a_{20j}	30	0,175	1.2	82
8	x_{00j}	87000	0,216	1.3	85
8	a_{0j}	30000	0,259	1	89
8	x_{025j}	50	0,163	1	85
8	a_{25j}	10	0,162	1.1	79

Tableau 6-5 : Paramètres d'échelle et du variogramme pour chaque classe de superficie.

6.4.3.3. Performances

L'analyse des statistiques en Tableau 6-5 révèle des performances extrêmement faibles en validation croisée sur Δ , avec notamment un critère de Nash négatif. Ce résultat surprenant s'explique par l'existence de nombreuses valeurs extrêmes qui influencent énormément les critères de performance. Ces nombreux « horsains » sont en premier lieu liés à une incertitude beaucoup plus élevée par l'utilisation de quatre valeurs interpolées. En validation croisée, l'estimation de Δ se base en effet sur les quatre points estimés chacun en validation croisée, avec pour conséquence logique une forte augmentation de l'erreur d'estimation. D'autre part, les performances médiocres sont provoquées par des estimations parfois négatives du paramètre Δ dues au schéma d'agrégation sur des zones où la dynamique des crues est influencée par le signal souterrain (voir aussi 6.3.4.4. ci-après). De fait, les scores d'erreur sont surprenants (erreur absolue *MARE* qui dépasse 100%).

R^2	1
R^2 Validation Croisée	0.002
Nash	1
Nash Validation Croisée	-20.262
RMSE (jours)	0
RMSE Validation Croisée (jours)	35
MARE (%)	0
MARE Validation Croisée (%)	110.9

Tableau 6-6 : Synthèse des statistiques de performances de TREK pour Δ .

La Figure 6-16 présente la répartition de l'erreur absolue en validation croisée par classe de bassin versant. De manière générale, les classes des plus grandes superficies présentent des erreurs plus fortes, notamment les classes 4, 6, 7 et 8. Ce résultat peut s'expliquer par une hétérogénéité plus importante au sein de ces classes de bassins et l'influence de la composante souterraine chez certains grands affluents et fleuves français.

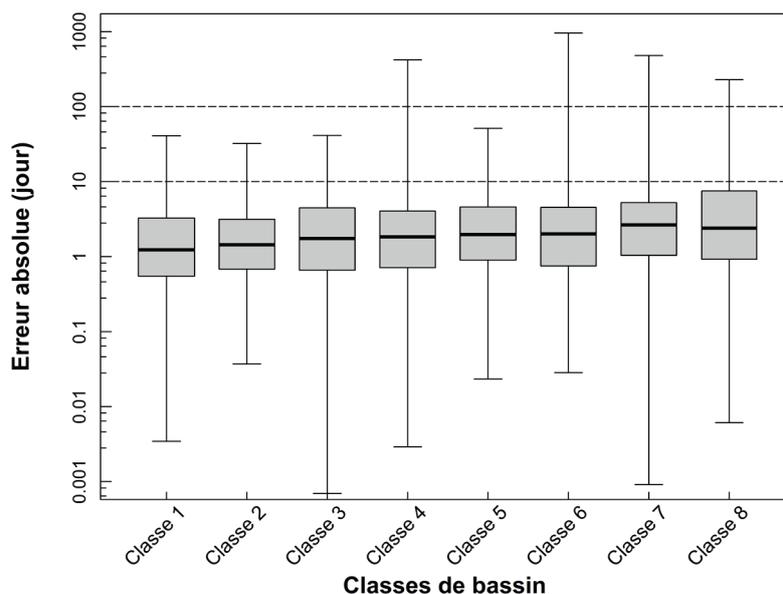


Figure 6-16 : Répartition de l'erreur absolue (en jours) en validation croisée parmi les classes de superficie.

6.4.3.4. Cartographies des estimations en sites non jaugés

Deux cartographies des estimations de Δ sont visibles en Figure 6-17 et en Figure 6-18. La Figure 6-18 permet de visualiser les secteurs où l'estimation de Δ n'est pas fournie en raison des valeurs aberrantes affichées (en rouge). Il s'agit principalement de valeurs négatives de Δ apparaissant sur des secteurs où la composante souterraine est importante (bassin parisien par exemple) et pour lesquels la valeur observée dépasse parfois 100 jours. L'agrégation devient alors aberrante du fait de l'augmentation brutale des valeurs sur ces secteurs. Pour respecter certaines valeurs fortes, le krigeage aura alors tendance à compenser sur d'autres secteurs en leur attribuant des valeurs négatives par exemple.

Hormis sur ces secteurs où l'estimation n'a pu être fournie, une certaine cohérence est retrouvée sur les valeurs de Δ . On retrouve les bassins versants aux temps de réponse courts sur les zones de montagne et le pourtour méditerranéen. Les valeurs fortes sont affichées de manière logique comme les fleuves ou les secteurs à forte composante souterraine, comme le bassin parisien, y compris sur les bassins de faibles superficies. Dans le reste de la France, les parties amont des bassins versants affichent des valeurs faibles de Δ , liées à des réponses en crue rapides en raison de leurs pentes plutôt marquées sur une faible superficie.

Par ailleurs, l'examen plus détaillé de la cartographie de Δ révèle des discontinuités brutales le long du réseau hydrographique, comme pour les formulations régionales. Ce phénomène est observable lors du passage d'une classe de superficie à une autre sur un même tronçon hydrographique. La division en classes de superficie s'apparente en effet à une forme de découpage en régions homogènes avec un calcul de Δ basé sur des paramètres $\alpha_{0_{d_{ref}}}$ et $\alpha_{d_{ref}}$ différents pour chaque classe. Il n'est donc pas surprenant de retrouver le même problème de discontinuité que pour les régressions régionales.

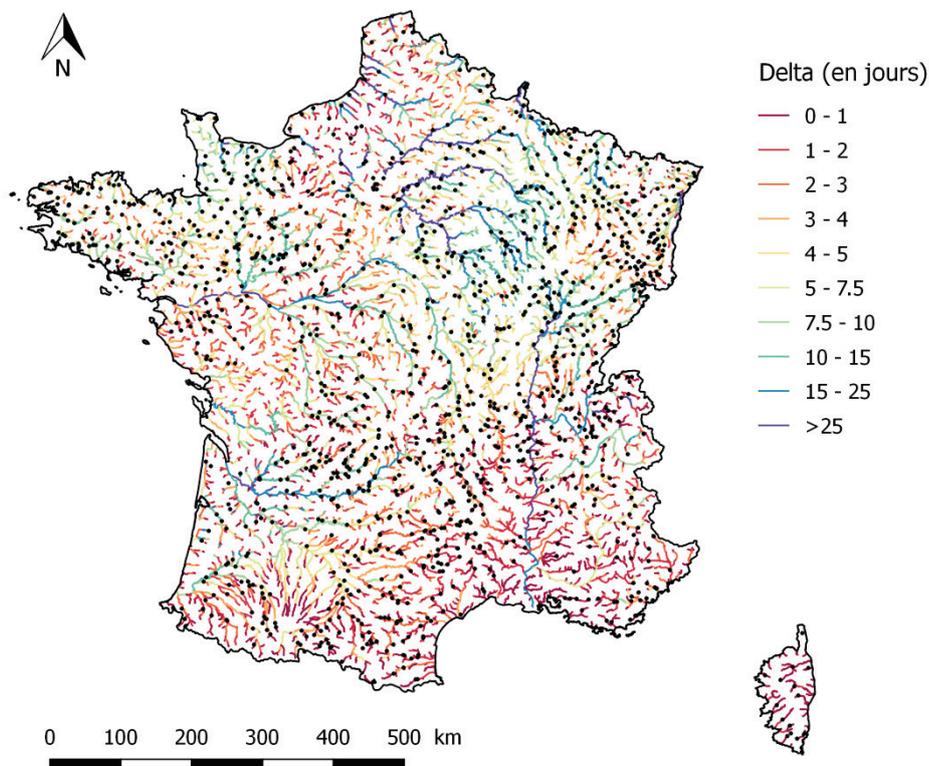


Figure 6-17 : Cartographie de l'estimation de Δ (en jours) sur l'ensemble du réseau hydrographique théorique drainant une surface supérieure à 50 km².

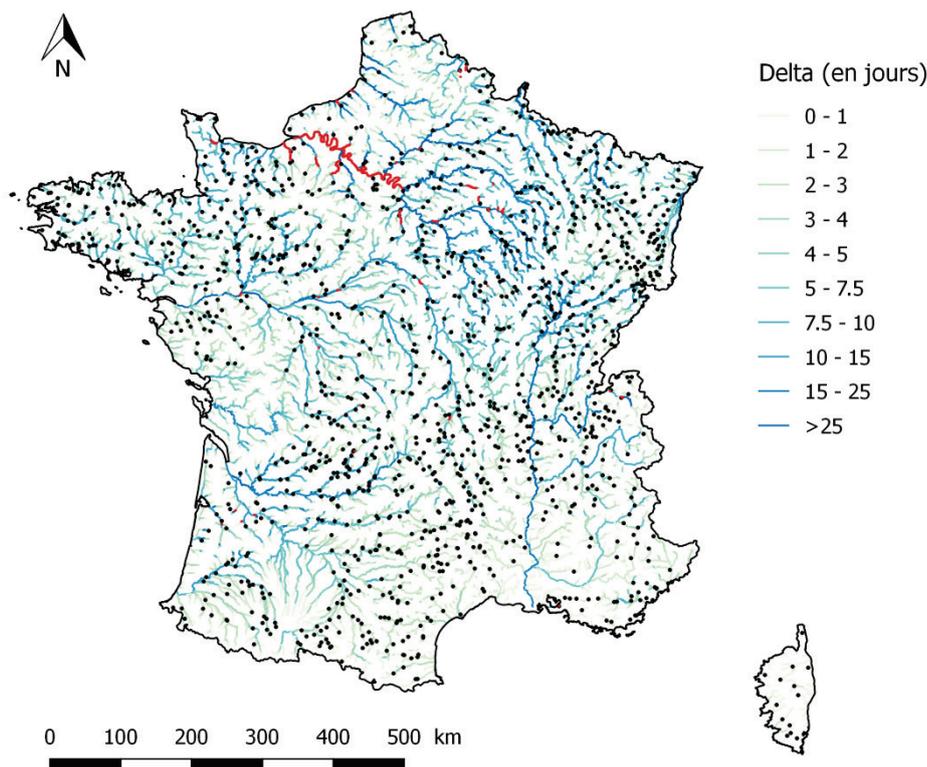


Figure 6-18 : Cartographie de l'estimation de Δ (en jours) sur l'ensemble du réseau hydrographique théorique drainant une surface supérieure à 50 km². Les secteurs non estimés sont localisés en rouge.

6.5. Analyse comparative avec les précédentes approches

La méthode *TREK* a permis de réaliser les cartographies des trois paramètres du modèle *QdF* à partir de 1389 stations présentant des périodes non concomitantes. Afin de choisir la méthode la plus performante et les cartes finales, une comparaison des méthodes est mise en œuvre. Celle-ci doit se baser sur un jeu de données unique permettant d'établir des scores de manière objective. Seul le premier échantillon de 965 stations utilisé pour les formulations régionales est adapté pour cette comparaison. En effet, il est inclus dans le jeu des 1389 stations utilisé pour la mise en œuvre de *TREK*. De nouvelles estimations en validation croisée seront établies avec *TREK* sur la base du jeu réduit, en utilisant les mêmes paramètres calés pour l'échantillon de 1389 stations pour des raisons de simplicité.

Ainsi l'analyse comparative des performances sera effectuée en validation croisée de type « leave-one-out cross-validation » (LOOCV) sur la base de l'échantillon réduit de 965 stations. Cette comparaison se fondera sur les critères exprimés en variables non transformées, afin de juger la performance réelle des modèles :

- le critère de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970) qui permet de juger la performance d'un modèle sur la base des variables non transformées (en m³/s pour \mathbf{x}_0 , \mathbf{a} et en jours pour Δ) ;
- l'erreur absolue (spécifique, en l/s/km² pour \mathbf{x}_0 , \mathbf{a} et en jours pour Δ). Celle-ci sera exposée au moyen de boxplots.

6.5.1. Paramètre de position x_0

L'analyse du critère de Nash ne se révèle pas très discriminante (Tableau 6-7). Sa valeur varie de 0.87 pour les formulations sur *HER* modifiées à environ 0.95 pour la méthode *TREK*. Parmi les formulations régionales, les estimations en validation croisée sur les grandes Régions Hydrographiques présentent le Nash le plus élevé, comparable à celui obtenu par la méthode *TREK*. *TREK* affiche également l'erreur quadatique moyenne la plus faible avec une valeur de 83 l/s/km², suivie par la régionalisation *HER* modifiées (87 l/s/km²).

	Méthode d'estimation			
	Régionalisation			Krigeage
	Nationale	Régions Hydrographiques	HER modifiées	TREK
Nash	0.903	0.941	0.897	1
Nash Validation Croisée	0.902	0.932	0.872	0.947
RMSE spécifique (l/s/km ²)	112.2	87.5	77.9	0
RMSE spécifique Validation Croisée (l/s/km ²)	113.4	92	86.6	82.8

Tableau 6-7 : Synthèse des statistiques de performances des modèles pour x_0 sur chaque méthode d'estimation.

L'étude des distributions de l'erreur absolue spécifique (Figure 6-19) révèle des résultats assez similaires entre les quantiles 25% et 75% pour les quatre méthodes d'estimation. Parmi les formulations régionales, les estimations en validation croisée sur *HER* modifiées affichent les scores d'erreur les faibles, avec une médiane de 27.3 l/s/km², pour des quantiles à 25% et 75% valant respectivement 11.4 et 58.3 l/s/km². Néanmoins *TREK* se distingue avec des scores d'erreur légèrement plus faibles, avec une erreur médiane de 25.6 l/s/km² et un quantile à 25% de 10.4 l/s/km². La différence est plus marquée sur le quantile à 75%, avec une erreur de 58.4 l/s/km² pour *TREK*, soit une différence de plus de 9 l/s/km² avec le quantile 75% sur la régionalisation *HER* modifiées.

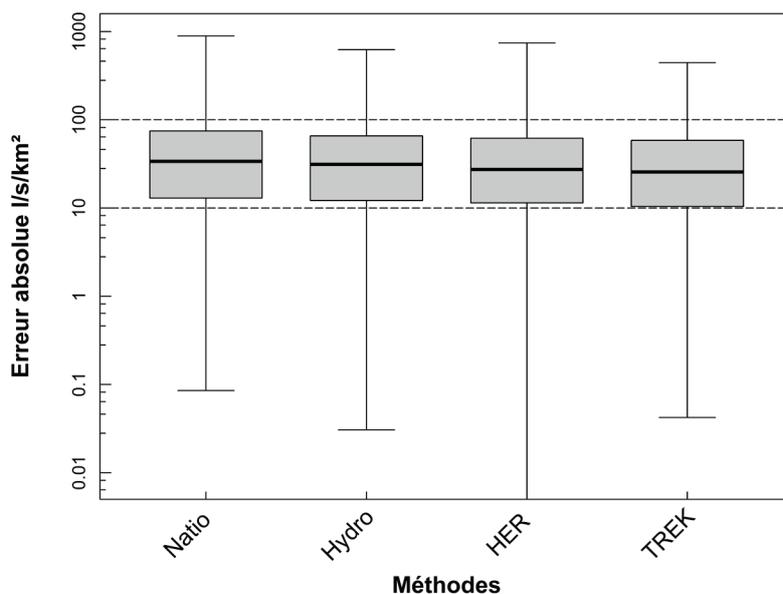


Figure 6-19 : Répartition de l'erreur absolue relative (en l/s/km²) en validation croisée pour x_0 sur les quatre méthodes d'estimation.

La Figure 6-20 affiche la répartition du biais d'estimation en validation croisée sur les 965 stations de mesure pour les quatre méthodes. Globalement le biais est réparti de manière relativement similaire pour les quatre méthodes. On retrouve les valeurs les plus importantes sur les territoires les plus difficiles à appréhender du fait de leur hétérogénéité spatiale et/ou climatique : massifs montagneux (Vosges, Jura, Alpes et Pyrénées) et les zones sous influence méditerranéenne. Les cartographies du biais sur les formulations régionales présentent de manière logique plus de similitudes du fait de la prédominance de certains descripteurs dans les régressions. La cartographie du biais de *TREK* en validation croisée montre des valeurs majoritairement plus faibles. En outre, l'estimation en validation croisée est plus fiable sur les zones géographiquement plus homogènes (bassin parisien) ou certains secteurs, comme le Marais Poitevin.

L'ensemble des analyses de performance donne ainsi l'avantage à la méthode *TREK* pour l'estimation du paramètre de position \mathbf{x}_0 .

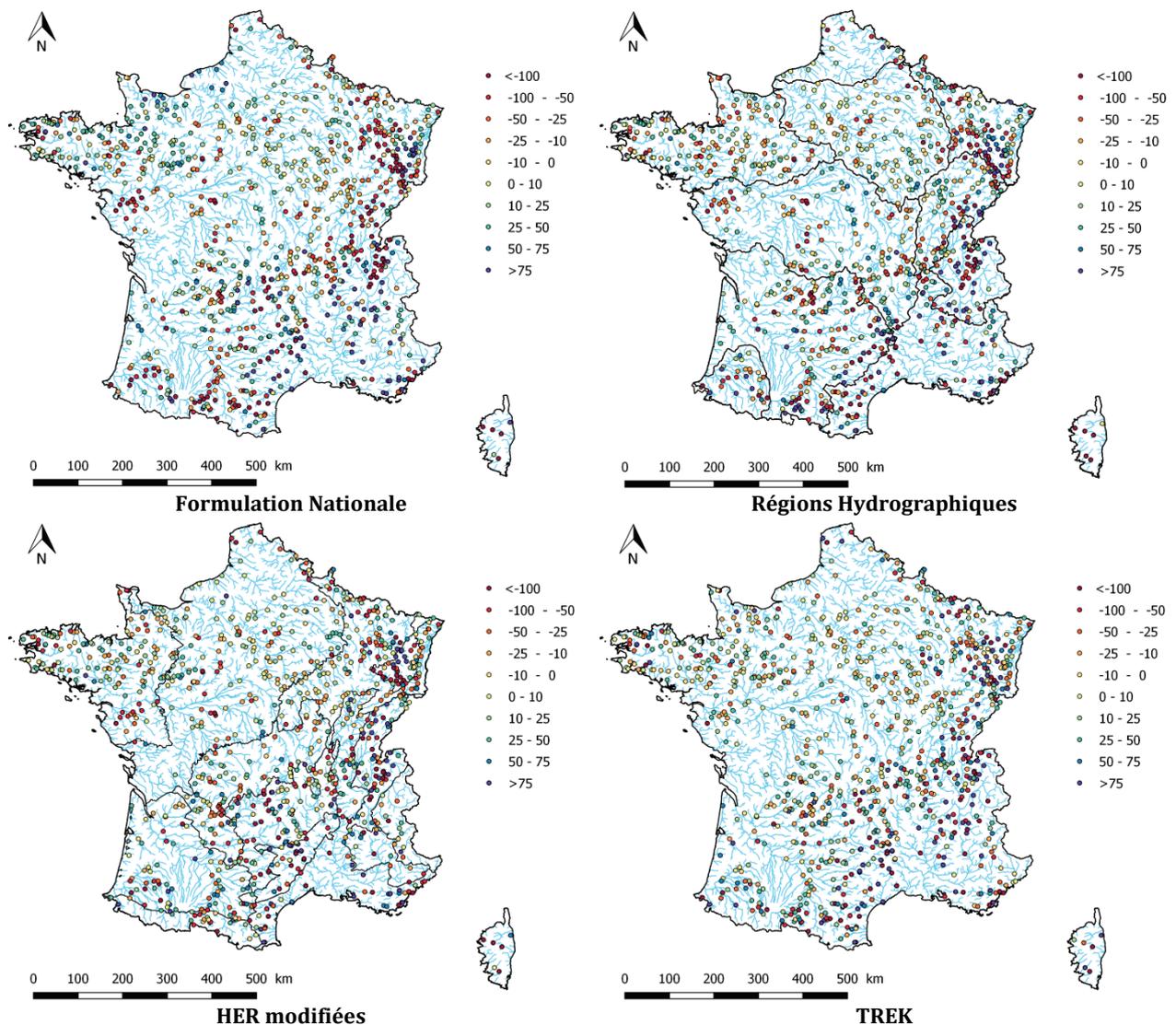


Figure 6-20 : Cartographies du biais d'estimation en validation croisée de \mathbf{x}_0 spécifique (en l/s/km²) sur l'ensemble du jeu de données de 965 stations.

6.5.2. Gradex α

Le critère de Nash apparaît à nouveau peu discriminant (Tableau 6-8). Sa valeur varie de 0.84 pour les formulations sur *HER* modifiées à près de 0.91 pour la méthode *TREK*. Parmi les formulations régionales, les estimations en validation croisée sur les grandes Régions Hydrographiques présentent encore le Nash le plus élevé, mais à 3% de celui obtenu par la méthode *TREK*. *TREK* affiche également l'erreur quadratique moyenne la plus faible avec une valeur de 83 l/s/km², suivie par la régionalisation *HER* modifiées (87 l/s/km²).

	Méthode d'estimation			
	Régionalisation			Krigeage
	Nationale	Régions Hydrographiques	HER modifiées	TREK
Nash	0.869	0.886	0.874	1
Nash Validation Croisée	0.867	0.873	0.843	0.905
RMSE spécifique (l/s/km ²)	61.6	53.2	49.8	0
RMSE spécifique Validation Croisée (l/s/km ²)	62.2	55.9	53.7	55.1

Tableau 6-8 : Synthèse des statistiques de performances des modèles pour α sur chaque méthode d'estimation.

L'étude des distributions de l'erreur absolue spécifique (Figure 6-21) montre une fois de plus des scores assez semblables entre les quantiles 25% et 75% pour les quatre méthodes d'estimation. Globalement, ce sont les estimations en validation croisée sur *HER* modifiées et *TREK* qui affichent les scores les plus bas, avec des valeurs très proches. *TREK* affiche en effet une erreur médiane de 14.7 l/s/km² contre 13.6 l/s/km² pour les formulations sur *HER* modifiées. De même les quantiles à 25% et 75% montrent peu d'écart entre les méthodes : respectivement 5.3 l/s/km² et 33.6 l/s/km² pour *TREK* et, 5.6 l/s/km² et 32 l/s/km² pour la régionalisation sur *HER* modifiées.

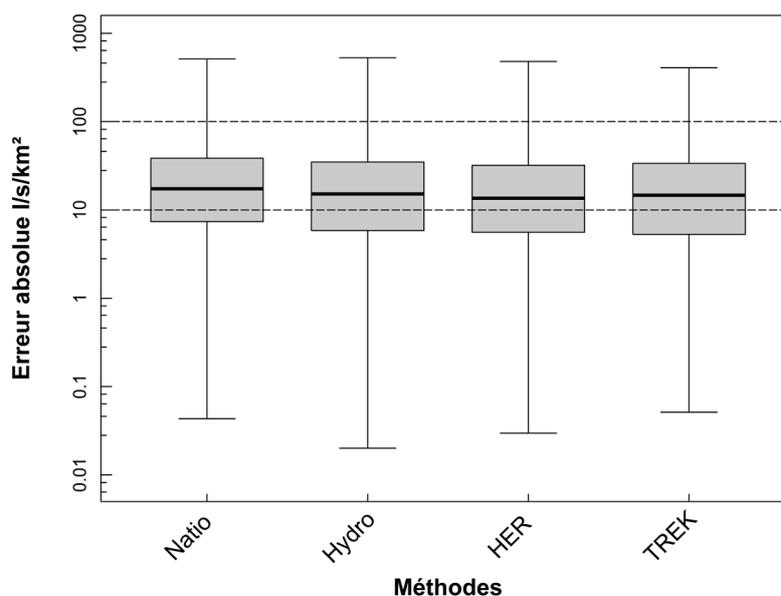


Figure 6-21 : Répartition de l'erreur absolue relative (en l/s/km²) en validation croisée pour α sur les quatre méthodes d'estimation.

La Figure 6-22 montre la répartition du biais d'estimation du gradex en validation croisée sur les 965 stations de mesure pour les quatre méthodes. Les quatre cartes affichent une répartition du biais similaire et très semblable à celles obtenues pour \mathbf{x}_0 . Les territoires affichant un fort biais concernent à nouveau les massifs montagneux (Vosges, Jura, Alpes et Pyrénées) et les zones influencées par le climat méditerranéen. Il reste cependant difficile de trancher au regard des cartographies obtenues.

Les erreurs d'estimation en validation croisée affichées par les formulations HER modifiées sont les plus faibles. Néanmoins, les écarts avec la méthode *TREK* demeurent très faibles et cette dernière affiche un score en critère de Nash bien supérieur. Il a donc été décidé de conserver la méthode *TREK* pour l'estimation du gradex \mathbf{a} .

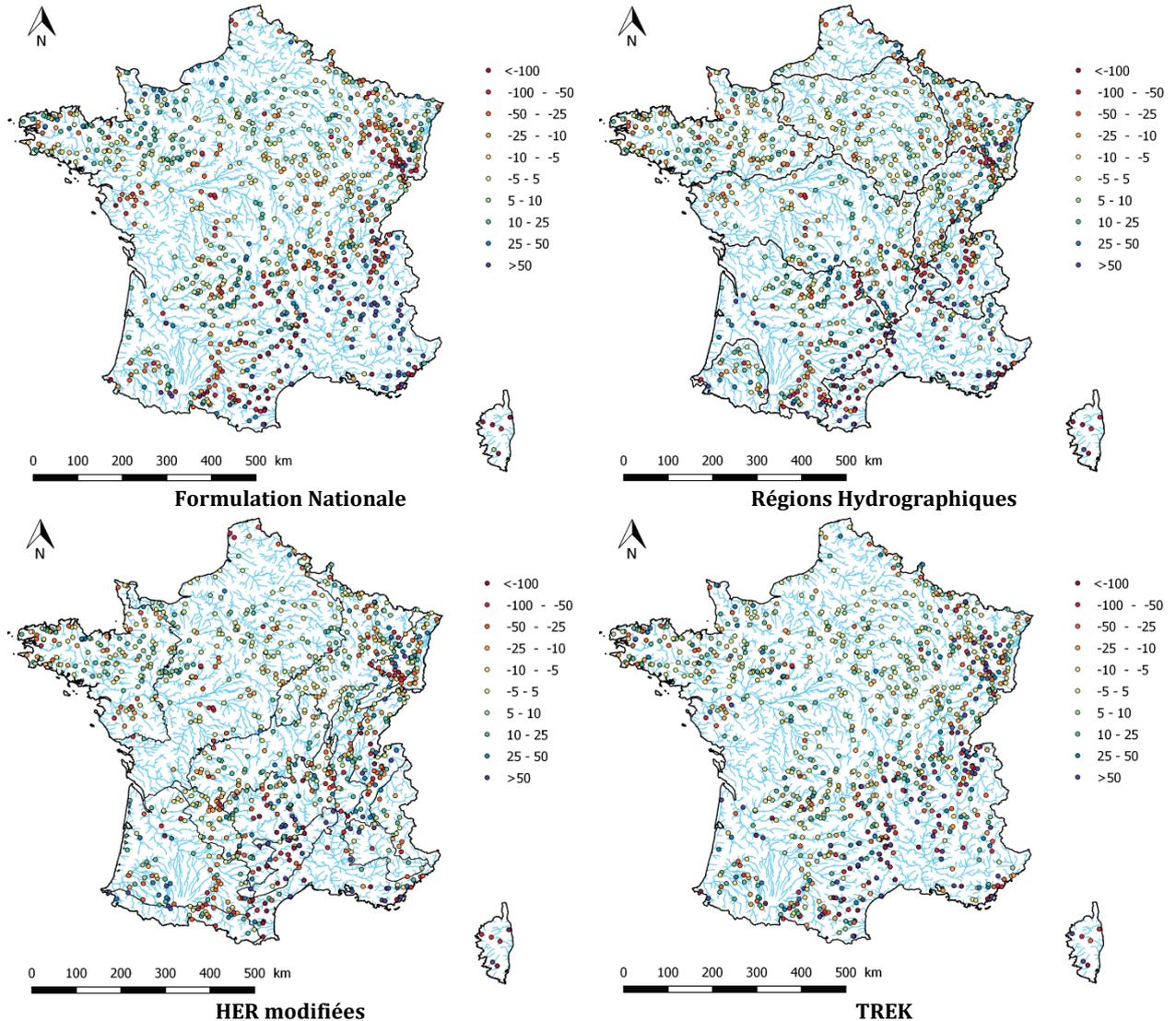


Figure 6-22 : Cartographies du biais d'estimation en validation croisée de \mathbf{a} spécifique (en $l/s/km^2$) sur l'ensemble du jeu de données de 965 stations.

6.5.3. Paramètre Δ

Pour le paramètre Δ , le critère de Nash affiche des scores très variables (Tableau 6-9), avec une valeur très basse de -2.6 pour *TREK* et une valeur maximale de 0.46 pour les formulations sur *HER* modifiées. Le résultat surprenant affiché par la méthode *TREK* s'explique par l'existence de nombreuses valeurs extrêmes, dont certaines valeurs négatives, qui influencent énormément le Nash. Ces valeurs aberrantes sont probablement dues à une incertitude beaucoup plus élevée par l'utilisation de quatre valeurs (méthode des quatre points) et aux problèmes d'agrégation de celles-ci sur certains secteurs où la composante souterraine est forte. En termes d'erreur quadratique moyenne et de Nash, les performances des formulations *HER* modifiées dépassent de très peu celles affichées par les formulations par régions hydrographiques. Toutes méthodes confondues, les scores demeurent néanmoins très faibles pour ce paramètre difficile à estimer du fait de sa nature « temporelle ».

	Méthode d'estimation			
	Régionalisation			Krigeage
	Nationale	Régions Hydrographiques	HER modifiées	TREK
Nash	0.336	0.474	0.489	1
Nash Validation Croisée	0.328	0.439	0.458	-2.575
RMSE (jours)	5.9	5.3	5.2	0
RMSE Validation Croisée (jours)	6	5.4	5.3	13.7

Tableau 6-9 : Synthèse des statistiques de performances des modèles pour Δ sur chaque méthode d'estimation.

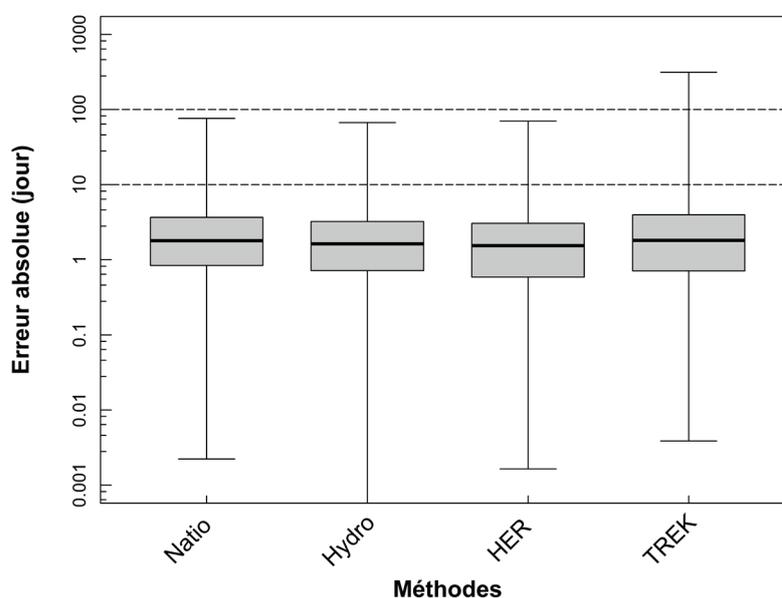


Figure 6-23 : Répartition de l'erreur absolue (en jours) en validation croisée pour Δ sur les quatre méthodes d'estimation.

L'étude des distributions de l'erreur absolue spécifique (Figure 6-23) montre une répartition assez semblable entre les quantiles 25% et 75% pour les quatre méthodes d'estimation. Les valeurs extrêmes affichées par *TREK* sont largement visibles et dépassent 100 jours. Globalement, ce sont les estimations en validation croisée sur *HER* modifiées et régions hydrographiques qui affichent les scores les plus bas, avec des valeurs très proches. Les formulations sur *HER* modifiées affichent en effet une erreur médiane

de 1.5 jour contre 1.6 jour pour les formulations sur régions hydrographiques. De même les quantiles à 25% et 75% montrent peu d'écart entre les méthodes : respectivement 0.6 jour et 3 jours pour la régionalisation sur *HER* modifiées et, 0.7 jour et 3.2 jours pour la régionalisation sur régions hydrographiques.

La Figure 6-24 montre la répartition du biais d'estimation du paramètre Δ en validation croisée sur les 965 stations de mesure pour les quatre méthodes. Les quatre cartes affichent une répartition du biais plutôt similaire. Les plus forts biais sont logiquement retrouvés sur les secteurs à forte composante souterraine, comme le bassin parisien, difficiles à appréhender pour des formulations ou des interpolations. Sur les autres secteurs, le biais reste relativement faible et inférieur à 5 jours. En accord avec les précédents résultats, la méthode *TREK* affiche les plus forts biais.

En termes d'erreur et de Nash, la régionalisation *HER* modifiées dépasse légèrement la régionalisation régions hydrographiques. Il a donc été décidé de conserver les formulations sur *HER* modifiées pour l'estimation du paramètre Δ .

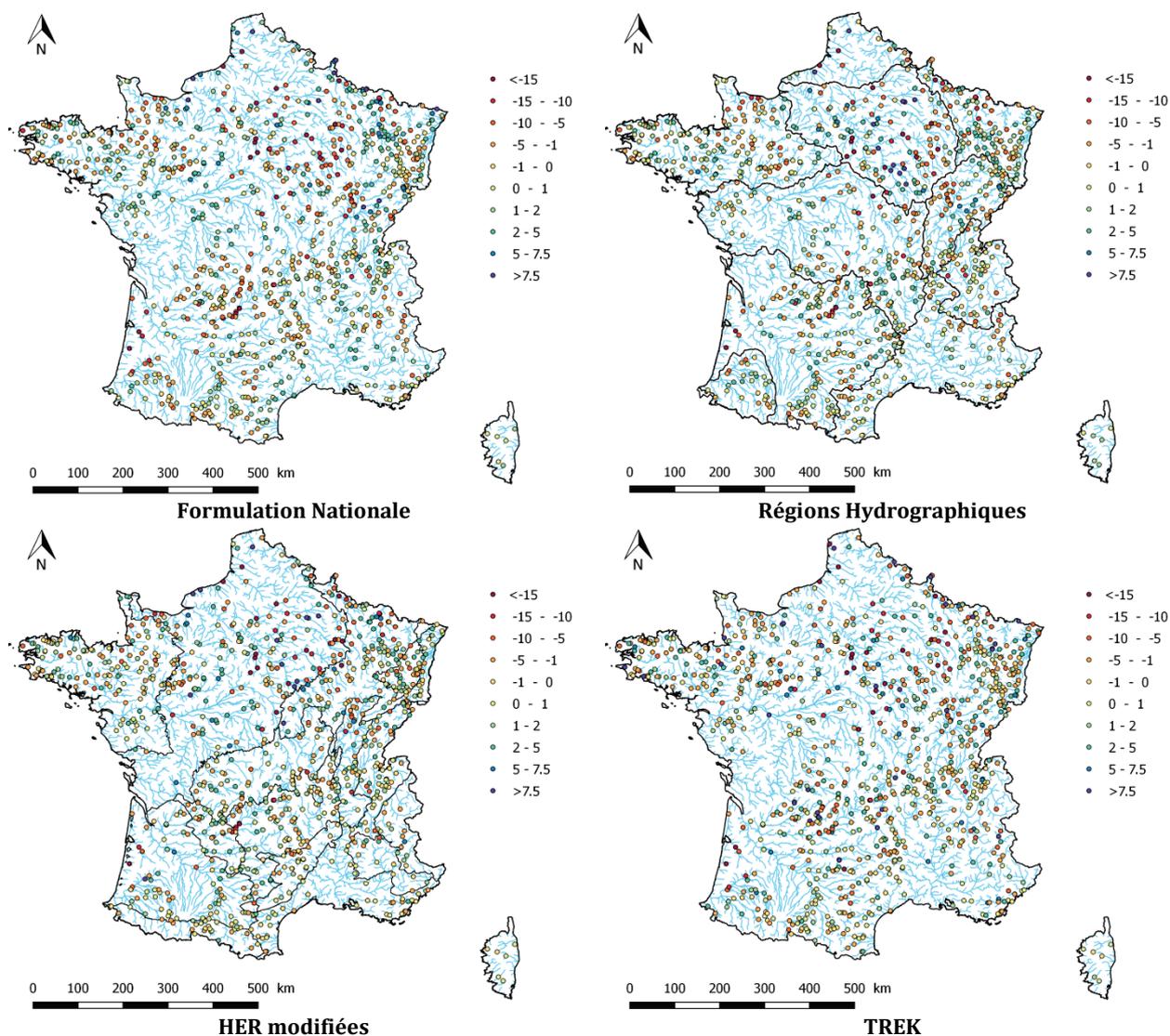


Figure 6-24 : Cartographies du biais d'estimation en validation croisée de Δ (en jours) sur l'ensemble du jeu de données de 965 stations.

6.5.4. Cartographies finales du modèle QdF

L'analyse menée a permis de sélectionner les méthodes les plus performantes pour chaque paramètre du modèle QdF . Ainsi la méthode *TREK* s'est révélée plus performante pour l'estimation du paramètre de position \mathbf{x}_0 et du gradex \mathbf{a} . Les cartes d'estimation sont ainsi fournies à partir d'un échantillon de 1389 stations hydrométriques et accompagnées de leurs cartes de variances d'estimation associées. Par rapport aux formulations empiriques régionales, ces cartographies présentent l'avantage supplémentaire de ne pas occasionner de discontinuités dans l'interpolation le long du réseau hydrographique. Les bonnes performances affichées par le modèle témoignent d'une relative robustesse dans les estimations des paramètres \mathbf{x}_0 et \mathbf{a} . A partir de ces deux premiers paramètres, les quantiles instantanés de crue peuvent déjà être calculés de manière fiable pour des périodes de retour allant de 1 à 5 ans.

La cartographie du paramètre Δ se base sur les formulations empiriques établies sur les *HER* modifiées qui se sont avérées être les plus performantes sur le jeu de données de 965 stations. Les performances en validation croisée de ce modèle d'estimation restent tout de même médiocres. Ces résultats sont décevants mais assez prévisibles, car les variables « temporelles » descriptives des dynamiques d'écoulement restent très difficiles à appréhender. Les résultats de cette cartographie sont fournis avec celle de la largeur des intervalles de confiance à 90% associés aux estimations. Au regard des performances obtenues, ceux-ci sont donc à considérer avec précaution.

Ces cartographies finales des trois paramètres résument ainsi l'information du modèle QdF convergent pour la caractérisation du régime des crues fréquentes sur le territoire français.

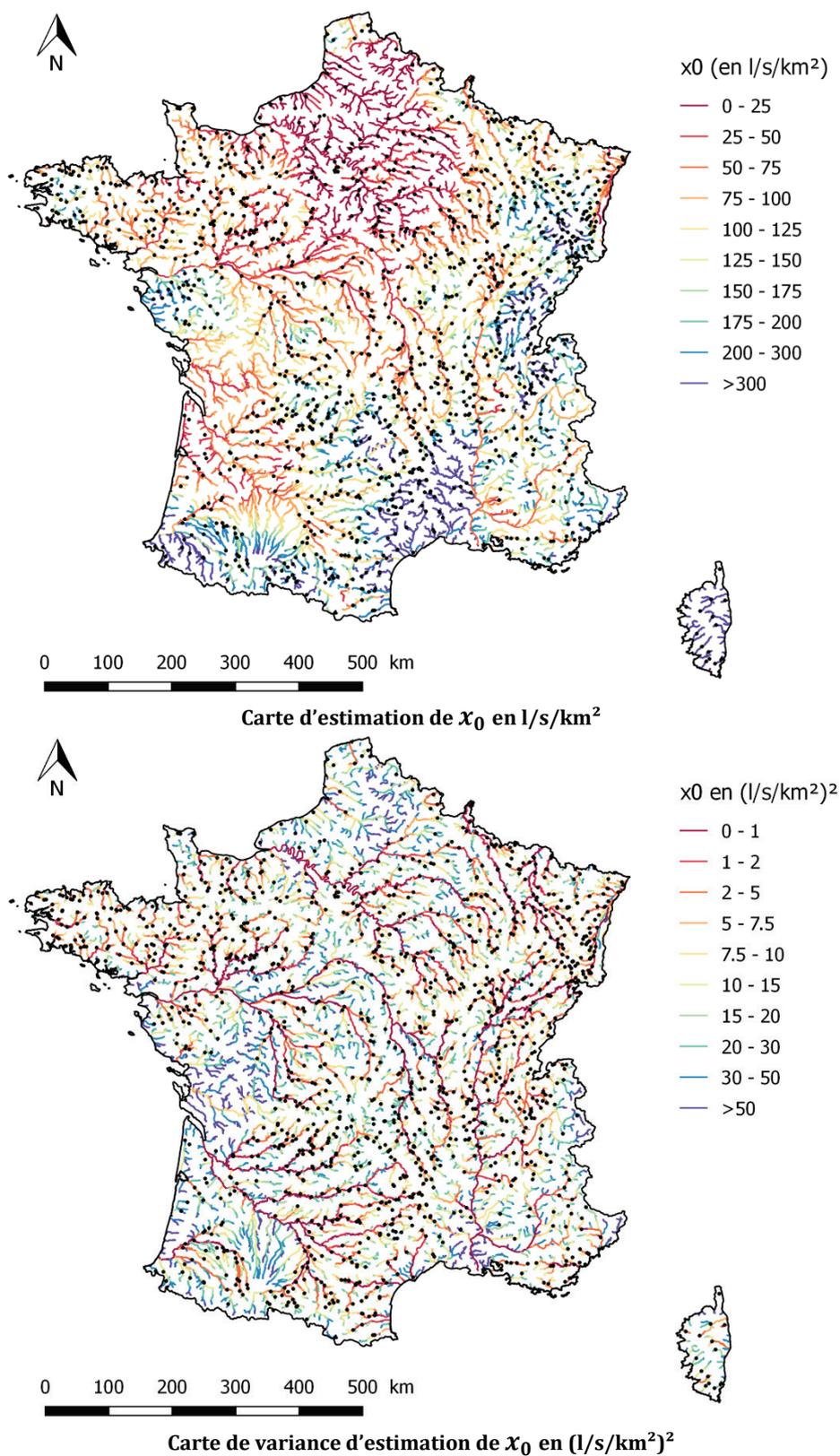
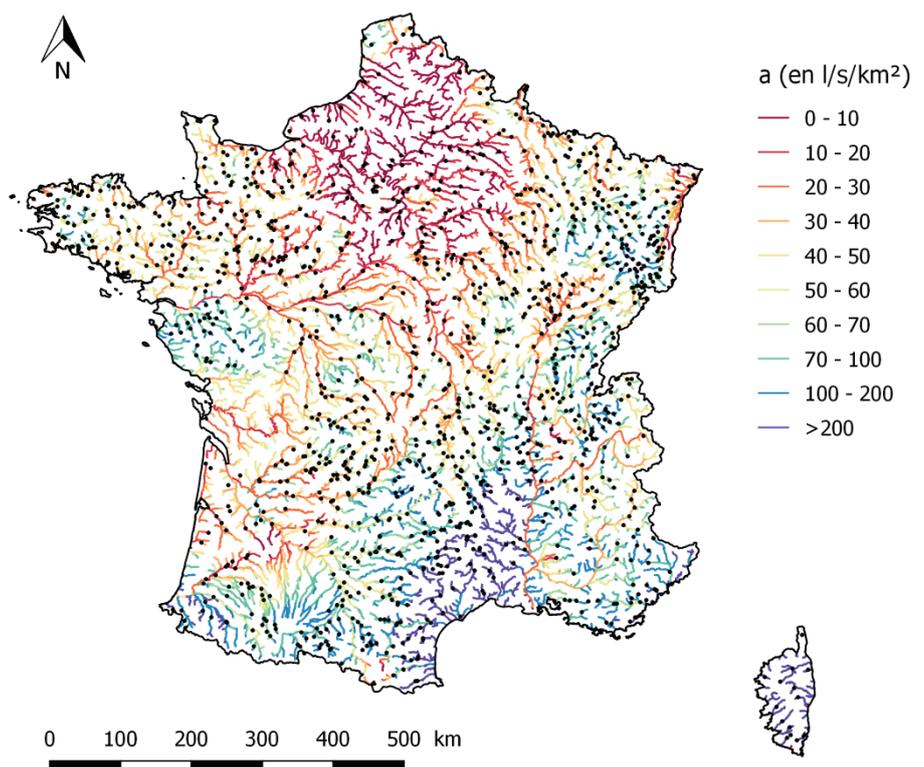
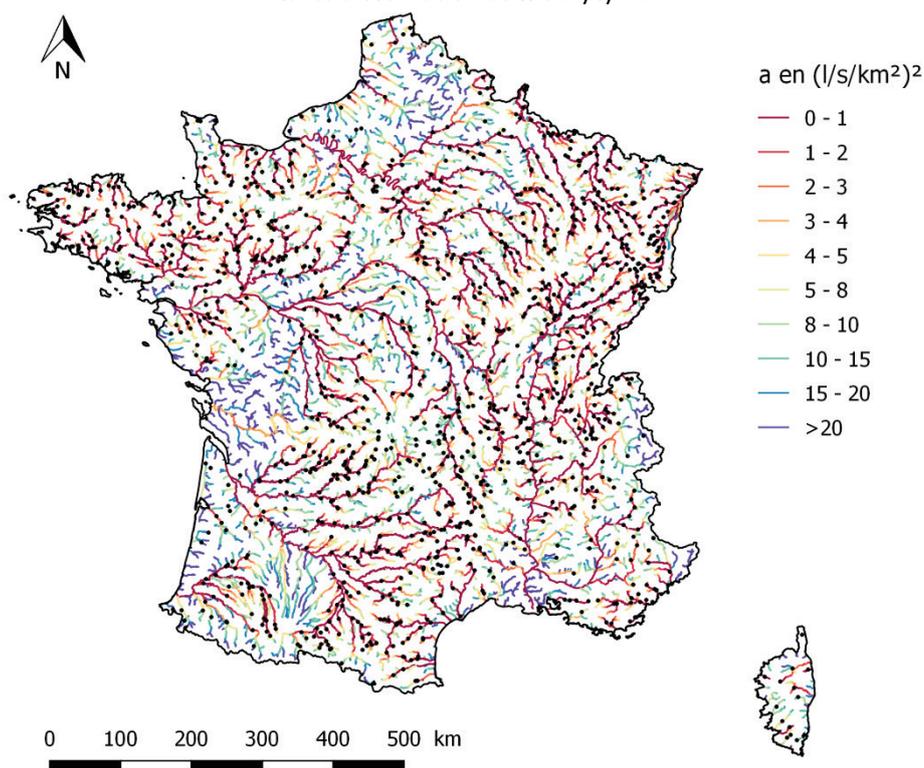


Figure 6-25 : Cartographies finales de x_0 spécifique (en $l/s/km^2$) et de sa variance d'estimation associée (en $l/s/km^2)^2$) sur l'ensemble du réseau hydrographique théorique drainant une surface supérieure à $50 km^2$.



Carte d'estimation de α en l/s/km²



Carte de variance d'estimation de α en (l/s/km²)²

Figure 6-26 : Cartographies finales de α spécifique (en l/s/km²) et de sa variance d'estimation associée (en (l/s/km²)²) sur l'ensemble du réseau hydrographique théorique drainant une surface supérieure à 50 km².

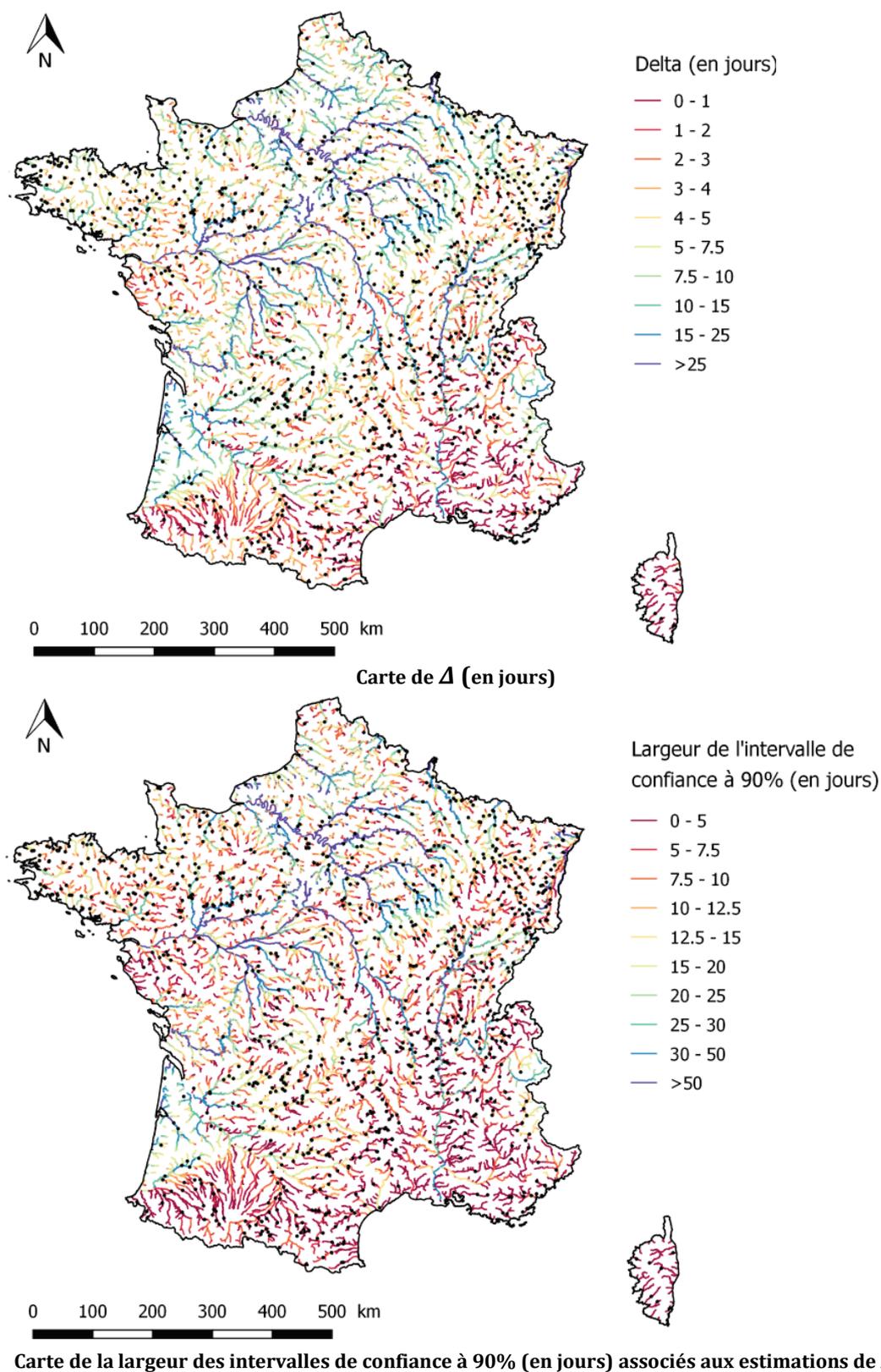


Figure 6-27 : Cartographies de Δ (en jours) et de la largeur des intervalles de confiance à 90% (en jours) associés aux estimations sur l'ensemble du réseau hydrographique théorique drainant une surface supérieure à 50 km².

6.6. Synthèse

Les premières estimations à base de formulations empiriques régionales ont occasionné une perte de données de 30% en raison du non-recouvrement de certaines chroniques. C'est pour pallier cette dégradation de l'échantillon initial que la méthode *TREK* (Time-REferenced data Kriging) a été développée au cours de ce projet de recherche. Cette procédure représente une extension du Top-kriging permettant de prendre en compte le support temporel des données disponibles. *TREK* permet ainsi d'atténuer la perte de données provoquée par le recours à une période de référence commune ou un seuil maximal de lacunes autorisées, jusqu'à présent nécessaires en présence d'un réseau de mesure évolutif. Une référence temporelle demeure : celle de la carte produite, qui correspond à la période de référence $P_{réf}$ 1980-2013 dans le cas présent ; les données disponibles y participent plus ou moins selon leur période d'observation propre.

La première section s'attache à décrire le concept de krigeage de données référencées dans le temps, en l'inscrivant dans la continuité des méthodes géostatistiques appliquées aux variables hydrologiques. A partir des équations de base du krigeage, le système de krigeage de *TREK* est explicité sur la base du concept de distance équivalente, combinant à la fois distances spatiale et temporelle. Les poids obtenus par la résolution du système de krigeage de *TREK* dépendent ainsi de la période de données disponibles pour chaque station et de sa proximité avec la période cible. L'information hydrologique des stations est ainsi pondérée en fonction du recouvrement de leur chronique vis-à-vis de la période cible choisie.

La deuxième section est consacrée à l'utilisation de la méthode *TREK* dans l'estimation des paramètres du modèle *QdF*. Tout d'abord, seules les chroniques présentant un taux de complétion interne en termes d'années hydrologiques supérieur à 75% ont été conservées, de manière à assurer une certaine robustesse dans l'interpolation. La perte de stations est néanmoins faible (16 stations éliminées) et l'échantillon retenu comporte 1389 stations. L'analyse de la nature des paramètres du modèle *QdF* permet ensuite de définir comment ceux-ci peuvent être manipulés via *TREK* qui ne peut prendre en compte que des variables conservatives. \mathbf{x}_0 et \mathbf{a} sont assimilés à des quantiles de crue et transformés en variables pseudo-spécifiques. Le paramètre $\mathbf{\Delta}$ du fait de sa dimension temporelle ne peut être directement interpolé et requiert une étape intermédiaire. Son estimation est indirecte et se base sur la « méthode des quatre points », consistant à interpoler quatre points du modèle *QdF* pour en déduire $\mathbf{\Delta}$. L'interpolation est réalisée sur la base de l'hypothèse d'une *FAI-0* pour chacune des variables, de manière à mieux appréhender le territoire hétérogène de la France en offrant davantage de souplesse au krigeage de *TREK*. Ce choix permet un modèle de variogramme théorique de type puissance, dont il faut déterminer les paramètres.

La suite du chapitre consiste à déterminer les paramètres de ce variogramme puissance mais aussi les paramètres d'échelle qui règlent l'équivalence entre l'espace et le temps dans la distance équivalente : respectivement L et D . Sous hypothèse de l'indépendance des champs spatial et temporel, il est possible de mener séparément l'estimation des paramètres d'échelle L et D . Le paramètre D est estimé à partir de l'analyse globale de l'autocorrélation temporelle comme étant la distance temporelle à partir de laquelle aucune corrélation temporelle significative n'est observable. Le paramètre L correspond à la distance spatiale à partir de laquelle il n'y a plus de relation entre l'information portée par deux points dans l'espace. Il est ainsi possible de l'évaluer par analyse variographique purement spatiale sur les séries temporelles complètes sur 1980-2013, période cible considérée. L'estimation de D et L permet alors d'effectuer une analyse variographique en distance équivalente permettant de définir les paramètres du variogramme puissance théorique (palier et exposant puissance).

Les cartographies des estimations de \mathbf{x}_0 et \mathbf{a} sont alors établies, après estimation des paramètres nécessaires à la mise en œuvre de *TREK*. Celles-ci sont accompagnées des cartes de variance d'estimation associées, *i.e.* d'incertitude d'estimation du krigeage. A chaque station, la variance est fonction du recouvrement de la période d'observation vis-à-vis de la période cible considérée. Ainsi, au droit d'une station affichant une période d'observation correspondant à la période cible, la variance sera nulle. La variance augmente logiquement avec le nombre d'années manquantes : plus une station présente de lacunes, plus l'incertitude d'estimation est forte. Pour Δ , il a été décidé de procéder par classes de superficie pour pallier des incohérences dans les premières interpolations des « quatre points », probablement liées à des différences trop importantes entre bassins en termes de dynamiques d'écoulement. Néanmoins, des valeurs aberrantes difficiles à corriger persistent dans les cartes. Il s'agit principalement de valeurs négatives de Δ apparaissant sur des secteurs où la composante souterraine est forte comme le bassin parisien par exemple (où le modèle convergent n'est déjà pas valide). Dans ces secteurs, l'interpolation devient délicate voire impossible du fait de l'augmentation brutale des valeurs de Δ . Pour que le schéma d'agrégation respecte certaines valeurs fortes, le krigeage a en effet tendance à compenser sur d'autres secteurs en leur attribuant des valeurs négatives par exemple.

Enfin, une analyse comparative est menée de manière à sélectionner la méthode la plus performante et les cartes finales pour chaque paramètre du modèle *QdF* parmi les formulations empiriques régionales et la méthode *TREK*. Cette comparaison est menée sur le jeu de 965 stations de manière à établir des scores de performance de manière objective pour chaque méthode d'estimation. Celle-ci est fondée sur l'analyse des critères exprimés en variables non transformées en validation croisée de type « leave-one-out cross-validation » : le critère de Nash et l'erreur absolue. A l'issue de cette procédure, la méthode *TREK* a été choisie pour l'estimation du paramètre de position \mathbf{x}_0 et du gradex \mathbf{a} en raison de ses meilleures performances. Les cartes d'estimation accompagnées de leurs cartes de variances d'estimation associées présentent l'avantage de ne pas occasionner de discontinuités dans l'interpolation le long du réseau hydrographique par rapport aux formulations régionales. Les cartographies des estimations de \mathbf{x}_0 et \mathbf{a} , relativement robustes au regard des bonnes performances affichées par *TREK*, permettent de calculer les quantiles instantanés de crue pour des périodes de retour allant de 1 à 5 ans. Pour la cartographie du paramètre Δ , ce sont les formulations empiriques établies sur les *HER* modifiées qui ont été sélectionnées. Bien que meilleures que celles affichées par les autres modèles, les performances en validation croisée de cette régionalisation restent tout-de-même médiocres avec un Nash inférieur à 0.5. Les variables « temporelles » descriptives des dynamiques d'écoulement restent en effet très difficiles à appréhender. La cartographie des estimations de Δ est donc à considérer avec un regard critique et doit être considérée en prenant également en compte la carte de la largeur des intervalles de confiance à 90% associés.

Références bibliographiques

- Armstrong, M., Chetboun, G. and Hubert, P., 1993, Geostatistics Tróia '92. Soares, A. (ed), Springer Netherlands, pp. 661-672.
- Bogaert, P., 1996, Comparison of kriging techniques in a space-time context. *Journal of the International Association for Mathematical Geology* 28(1), pp. 73-86.
- Ghosh, B., 1951, Random distances within a rectangle and between two rectangles. *Bulletin of Calcutta Mathematical Society* 43(4), pp. 17-24.
- Gottschalk, L., 1993a, Correlation and covariance of runoff. *Stochastic Hydrology and Hydraulics* 7(2), pp. 85-101.
- Gottschalk, L., 1993b, Interpolation of runoff applying objective methods. *Stochastic Hydrology and Hydraulics* 7(4), pp. 269-281.
- Gottschalk, L., Leblois, E. and Skoien, J.O., 2011a, Correlation and covariance of runoff revisited. *Journal of Hydrology* 398(1-2), pp. 76-90.
- Gottschalk, L., Leblois, E. and Skoien, J.O., 2011b, Distance measures for hydrological data having a support. *Journal of Hydrology* 402(3-4), pp. 415-421.
- Journel, A.G. and Huijbregts, C.J., 1978, Mining geostatistics. Academic Press.
- Kyriakidis, P.C. and Journel, A.G., 1999, Geostatistical space-time models: A review. *Journal of the International Association for Mathematical Geology* 31(6), pp. 651-684.
- Leblois, E., 2012, Le bassin versant, système spatialement structuré et soumis au climat. Habilitation à Diriger les Recherches, Université de Grenoble, p. 112.
- Leblois, E., Gottschalk, L. and Sauquet, E., 2001, Estimation and mapping of flood quantile production - Application to flood mapping, Nice.
- Matheron, G., 1963, Principles of geostatistics. *Economic Geology* 58(8), pp. 1246-1266.
- Matheron, G., 1965, Les variables régionalisées et leur estimation, une application de la théorie des fonctions aléatoires aux sciences de la nature. Masson, Paris.
- Merz, R. and Blöschl, G., 2005, Flood frequency regionalisation-spatial proximity vs. catchment attributes. *Journal of Hydrology* 302(1-4), pp. 283-306.
- Nash, J.E. and Sutcliffe, J.V., 1970, River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10(3), pp. 282-290.
- Rouhani, S. and Wackernagel, H., 1990, Multivariate geostatistical approach to space-time data-analysis. *Water Resources Research* 26(4), pp. 585-591.
- Sauquet, E., 2006, Mapping mean annual river discharges: Geostatistical developments for incorporating river network dependencies. *Journal of Hydrology* 331(1-2), pp. 300-314.
- Sauquet, E., Gottschalk, L. and Leblois, E., 2000, Mapping average annual runoff: a hierarchical approach applying a stochastic interpolation scheme. *Hydrological Sciences Journal* 45(6), pp. 799-815.
- Skoien, J.O. and Blöschl, G., 2007, Spatiotemporal topological kriging of runoff time series. *Water Resources Research* 43(9).
- Skoien, J.O., Merz, R. and Blöschl, G., 2006, Top-kriging - geostatistics on stream networks. *Hydrology and Earth System Sciences* 10(2), pp. 277-287.

Conclusion générale

Ce travail de thèse s'est attaché à caractériser le régime des crues fréquentes, de périodes de retour 1 à 5 ans, sur le territoire français. Jusqu'à présent, peu de travaux ont été consacrés aux variables d'intérêt caractérisant ces crues de faibles périodes de retour. Celles-ci ont de fait été délaissées par la communauté hydrologique, plus encline à s'intéresser aux valeurs extrêmes (périodes de retour d'au moins 10 ans) utilisées dans la gestion du risque inondation. Néanmoins, le régime des hautes eaux ne se cantonne pas aux seules statistiques extrêmes et la connaissance des crues fréquentes revêt un aspect primordial dans de nombreux domaines, notamment opérationnels, comme l'hydroécologie et l'hydromorphologie. Des problématiques plus spécifiques peuvent également être concernées telles que la modélisation de flux de polluants sur des bassins versants soumis à de fortes pressions agricoles.

En raison de leur action régulière sur le lit des cours d'eau, les crues modérées façonnent la morphologie des rivières et participent à sa respiration du lit. Leur fréquente occurrence implique en effet un modelage régulier du lit avec mise en mouvement de matériaux et arrachage partiel de la végétation. Les crues fréquentes concourent ainsi à conditionner les habitats écologiques d'espèces animales et végétales des hydrosystèmes d'eau douce. Les débordements qu'elles entraînent sont également nécessaires aux connexions de zones annexes des cours d'eau (bras morts, prairies et zones humides) jouant un rôle crucial dans l'hébergement et la reproduction d'espèces variées (invertébrés, poissons, batraciens, oiseaux). Par ces mécanismes, elles permettent également l'alimentation des aquifères et participent indirectement au soutien des étiages.

Ainsi, les résultats de cette thèse visaient prioritairement à répondre à des besoins opérationnels recouvrant notamment les champs d'application de la mise en œuvre de la Directive Cadre européenne sur l'Eau et la mise en place de la récente compétence *GEMAPI*. La connaissance des crues fréquentes se révèle en effet déterminante pour des opérations de gestion ou de renaturation de cours d'eau, mais aussi dans le cadre de la conception d'ouvrages hydraulique intégrant tous les intérêts en jeu (vie aquatique, continuité écologique et en termes de transport sédimentaire, fonctionnement morphodynamique du cours d'eau...).

Pour répondre à cette problématique, il a été décidé de recourir à une représentation par les courbes *QdF* (débit-durée-fréquence), qui fournissent des quantiles de crue (pic et volumes) sur l'ensemble du réseau hydrographique français. Les cartographies produites représentent tout d'abord une contribution à la connaissance du régime des hautes eaux et à la compréhension des fonctionnements hydrologiques des cours d'eau sur le territoire national. Ce travail de thèse s'inscrit ainsi dans le prolongement de travaux réalisés par IRSTEA depuis de nombreuses années sur la spatialisation des débits et sur la connaissance nationale des régimes hydrologiques en sites non jaugés (e.g. Sauquet, 2000; Sauquet *et al.*, 2008a; Sauquet et Catalogne, 2011; Catalogne, 2012; Cipriani *et al.*, 2012; Leblois, 2012). Plus généralement, il s'ajoute également aux travaux de recherche analogues réalisés ces dernières années en sites non jaugés dans le cadre de *PUB* (Blöschl *et al.*, 2013; Hrachowitz *et al.*, 2013).

Le second apport de cette thèse concerne un aspect plus technique avec le développement de la méthode géostatistique *TREK* (Time-REferenced data Kriging). Cet algorithme de cartographie spatiale permet de prendre en compte le support temporel des données disponibles et d'atténuer ainsi la perte de données provoquée par le recours à une période de référence commune, jusqu'à présent nécessaire en présence d'un réseau de mesure évolutif. Construit en tant qu'extension du Top-Kriging, la méthode *TREK* apporte une contribution aux précédents développements géostatistiques sur les données de bassins (e.g. Gottschalk, 1993a; b; Sauquet *et al.*, 2000; Sauquet, 2006; Skoien *et al.*, 2006; Skoien and Blöschl, 2007; Gottschalk *et al.*, 2011; Laaha *et al.*, 2013).

Synthèse des méthodes mises en œuvre et principaux résultats

Afin de débiter ce travail de recherche, un état de l'art a permis d'explorer deux aspects dans l'analyse du régime des crues. La première partie de cette synthèse bibliographique s'est attachée à exposer les différents processus et mécanismes à l'œuvre lors d'un événement de crue, à savoir l'origine climatique, les processus de génération et propagation des écoulements mais aussi l'effet des aménagements anthropiques sur la génération et la dynamique des crues. La seconde partie de cet état de l'art a été consacrée à l'analyse statistique des crues qui permet de définir les probabilités d'occurrence des crues et de décrire leur rareté en termes de débits, mais aussi de volumes. Cette approche consiste en l'extraction des valeurs extrêmes antérieures sur une chronique de débits par différentes techniques d'échantillonnage : maxima annuels ou valeurs supérieures à un seuil. Celles-ci diffèrent en termes de mise en œuvre mais aussi en termes d'avantages et d'inconvénients. Par ailleurs, la théorie des valeurs extrêmes oriente le choix des distributions suivant la technique employée. Ainsi la loi GEV est recommandée pour les échantillons de type maxima annuels tandis que la loi de Pareto Généralisée permet de décrire les échantillons de valeurs supérieures à un seuil.

Pour effectuer une analyse statistique des régimes des crues fréquentes, il était nécessaire de disposer de séries de débits fiables et disponibles sur un nombre d'années conséquents. L'étape suivante a donc consisté à sélectionner avec soin un échantillon pertinent et robuste de stations hydrologiques sur le territoire français. Cette sélection repose sur des critères de restriction à partir des informations fournies par les gestionnaires des stations hydrométriques (longueur de la série, stationnarité, superficie,...) et de l'analyse des valeurs extrêmes de débit, extraites des chroniques de débit à pas de temps variable issues de la banque de données HYDRO et fournies par EDF-DTG. Pour être retenue, une station hydrologique doit présenter des données de bonne qualité, un fonctionnement hydrologique relativement naturel, une chronique d'au moins 10 ans de données à partir de 1980 et ne pas avoir été expertisée comme non-stationnaire. A l'issue de cette procédure, une primo-sélection de 1581 stations a ainsi été dégagée, après corrections éventuelles de certaines séries (lacunes incorrectement identifiées, coordonnées et superficies).

Raisonné uniquement en débits de pointe ne permet qu'une analyse partielle du régime des hautes eaux. C'est pourquoi, il a été décidé de se baser sur une analyse multi-durées des courbes QdF pour décrire les événements des crues fréquentes en termes de pics et de volumes de manière exhaustive. Une déclinaison simplificatrice a été choisie : le modèle QdF convergent (Javelle, 2001). Pour six durées d_i multiples de la durée caractéristique Dc , $d_i = \{0, \frac{Dc}{8}, \frac{Dc}{4}, \frac{Dc}{2}, Dc, 3Dc\}$, une procédure d'extraction des pics de crue par valeurs supérieures à un seuil a ainsi été employée. Après extraction des valeurs de débits, l'étape suivante a consisté à ajuster une loi compatible avec l'échantillon sup-seuil. La loi exponentielle a été choisie pour des raisons de parcimonie et de robustesse par rapport à la distribution de Pareto. Grâce à ces choix analytiques, le régime des crues fréquentes peut être décrit sur chaque bassin versant avec trois paramètres: les paramètres de la distribution exponentielle \mathbf{x}_0 et \mathbf{a} , et celui du modèle QdF convergent $\mathbf{\Delta}$. Une expertise finale de l'échantillon des 1581 stations a été engagée afin d'écarter des stations présentant des défauts (d'enregistrement par exemple) que les contrôles précédents n'auraient pas pu détecter. Pour cela, l'échantillonnage sup-seuil mais aussi le choix du recours à la loi exponentielle ont été validés. Cette analyse de l'échantillon a été complétée par une analyse des échantillons des débits pointes pour détecter les distributions atypiques ainsi que par une procédure de validation visuelle des courbes du modèle QdF convergent. Cette dernière étape permet de dégager un échantillon final de **1405 stations**. Pour chacune des stations, les trois paramètres \mathbf{x}_0 , \mathbf{a} et $\mathbf{\Delta}$ permettent de caractériser le régime des crues fréquentes propre au bassin versant.

Après avoir décrit le régime des crues fréquentes sur un échantillon de 1405 stations hydrologiques, il est nécessaire de transférer l'information hydrologique portée par ces sites de mesures en tout point du réseau hydrographique français. Plusieurs approches sont possibles et un état de l'art de ces techniques dites de régionalisation a été dressé. Celles-ci permettent d'optimiser les performances d'estimation et se basent sur des critères de similarité pour regrouper des bassins. Les regroupements formés peuvent se baser sur des régions géographiquement contiguës ou non. Dans le cadre du voisinage hydrologique « glissant », chaque site cible possède sa propre région homogène formée par les bassins versants les plus proches selon différents critères de similarité. Sur la base de ces regroupements, plusieurs méthodes d'estimation statistiques permettent d'estimer les variables hydrologiques d'intérêt sur les sites non jaugés, comme les formulations empiriques, la méthode de l'indice de crue et les méthodes d'interpolation, comme le krigeage. Ce tour d'horizon des différentes méthodes d'estimation en sites non jaugés par régionalisation s'achève par le rappel de contraintes rencontrées dans le domaine de l'hydrologie, notamment la nécessité de limiter le nombre de stations présentant des enregistrements disjoints. En travaillant sur des périodes d'observations différentes, voire disjointes, il y a en effet un risque de représenter une variabilité temporelle plutôt qu'un effet spatial. Cette contrainte entraîne des restrictions au niveau du jeu de données car il entraîne souvent des compromis entre densité spatiale du réseau d'observations et longueur de recouvrement.

Suite à cette synthèse bibliographique, des premières cartographies sont établies sur la base de formulations empiriques régionales. Pour ce faire, il a été nécessaire de restreindre l'échantillon initial à un jeu de 965 stations présentant au moins 20 années hydrologiques sur la période 1980-2013 afin de limiter le nombre de stations présentant des enregistrements disjoints. Il a alors été question de rassembler une sélection de descripteurs physiographiques/climatiques des bassins versants pertinents, caractéristiques de la physiographie, du climat, du sol et du sous-sol mais aussi de l'occupation du sol. Afin d'optimiser les régressions régionales, un algorithme de sélection de descripteurs a été développé. Il s'agit d'une procédure « pas à pas » ascendante avec ajout de variable qui permet de retenir de une à quatre variables descriptives pour chaque formule. Le modèle repose sur des contraintes de pertinence et de parcimonie, tout en limitant la colinéarité entre variables descriptives. Cette procédure de sélection a été mise en œuvre sur trois régionalisations. Le territoire national a constitué une première région même si, de fait, elle est hétérogène, car elle représente une base de comparaison vis-à-vis des autres régionalisations. Les deux autres régions ont été choisies en raison de leur simplicité et sur la base des bonnes performances avérées lors de précédents travaux sur le territoire français. Il s'agit des régionalisations par Hydro Eco Régions modifiées et par grandes régions hydrographiques qui sont de type voisinage hydrologique fixe. De manière générale, ces premiers résultats témoignent de bonnes performances pour les paramètres α_0 et α . En revanche, les résultats obtenus pour Δ sont médiocres, en raison de la difficulté d'identifier des variables clefs liées à la dynamique temporelle des crues. Dans tous les cas, la régionalisation par HER modifiées présente les meilleures performances d'estimation. Néanmoins, ces méthodes impliquent des défauts de discontinuité le long du réseau hydrographique, observables lors du passage d'une région à une autre sur un même tronçon hydrographique. Ce problème est récurrent dans toutes les régionalisations à base de découpages spatiaux et demeure actuellement non résolu à ce jour. Il illustre l'importance d'accompagner les cartographies produites de leurs incertitudes d'estimation associées.

Ces premières estimations à base de formulations empiriques régionales ont malheureusement occasionné une perte de plus de 30% des stations hydrométriques, en raison du non-recouvrement de certaines chroniques. C'est pour répondre à cette problématique courante en hydrologie que la méthode *TREK* (Time-REferenced data Kriging) a été développée au cours de cette thèse. Ce nouvel algorithme pensé en tant qu'extension du Top-kriging, a été conçu afin de prendre en compte le support temporel des données disponibles. *TREK* permet ainsi d'atténuer la perte de données provoquée par le recours à une période de référence commune ou un seuil maximal de lacunes autorisées, jusqu'à présent nécessaires en présence d'un réseau de mesure évolutif. Le système de krigeage de *TREK* repose sur le concept de

distance équivalente, combinant à la fois distances spatiale et temporelle et pondère l'information portée par chaque chronique en fonction de son recouvrement vis-à-vis de la période cible choisie. Une référence temporelle demeure : celle de la carte produite, qui correspond à la période de référence P_{ref} 1980-2013 dans le cas présent.

Pour estimer les paramètres du modèle QdF grâce à la méthode *TREK*, seules les chroniques présentant un taux de complétion interne en termes d'années hydrologiques supérieur à 75% ont été conservées, de manière à assurer une certaine robustesse dans l'interpolation. La perte de stations demeure néanmoins très limitée (16 stations éliminées) et l'échantillon retenu comporte 1389 stations. Une réflexion sur les paramètres du modèle QdF a par ailleurs été nécessaire car *TREK* reste un algorithme de krigeage, et donc de fait spontanément adapté aux variables conservatives. Le paramètre de position \mathbf{x}_0 et le gradex \mathbf{a} ont été assimilés à des quantiles de crue et transformés en variables pseudo-spécifiques. En revanche, il a été nécessaire de recourir à une étape supplémentaire pour le paramètre Δ , impossible à interpoler directement du fait de sa dimension temporelle. Pour ce faire, il a été fait d'abord appel à une astuce calculatoire, appelée « méthode des quatre points », consistant à interpoler quatre points du modèle QdF pour en déduire Δ . L'interpolation a été réalisée sous l'hypothèse d'une *FAI-0* pour chacune des variables, impliquant un modèle de variogramme théorique de type puissance.

Pour chaque variable, il a été nécessaire de déterminer les paramètres de ce variogramme puissance mais aussi les paramètres d'échelle qui règlent l'équivalence entre l'espace et le temps dans la distance équivalente : respectivement L et D . Ces deux derniers paramètres ont été estimés séparément en faisant l'hypothèse de l'indépendance des champs spatial et temporel. Une analyse globale de l'autocorrélation temporelle a permis d'estimer D tandis que L a été évalué par analyse variographique purement spatiale sur les séries temporelles complètes sur 1980-2013, période cible considérée. Après avoir estimé D et L , il est alors possible de déterminer les paramètres du variogramme puissance théorique en réalisant une analyse variographique en distance équivalente. Une fois ces paramètres connus, *TREK* a permis d'établir les cartographies des estimations de \mathbf{x}_0 et \mathbf{a} ainsi que les cartes de variance d'estimation associées, *i.e.* d'incertitude d'estimation du krigeage. Au droit de chaque station, la variance est fonction du recouvrement de la période d'observation vis-à-vis de la période cible considérée.

En ce qui concerne le paramètre Δ , des incohérences ont été rencontrées dans les premières interpolations des « quatre points », probablement liées à des différences trop importantes entre bassins en termes de dynamiques d'écoulement. Des interpolations par classes de superficie ont donc été mises en œuvre. Cependant, il n'a pas été possible de corriger totalement ces incohérences, principalement localisées sur des secteurs où la composante souterraine est forte comme le bassin parisien par exemple et où le modèle convergent n'est déjà pas valide. Par ailleurs, il n'est pas illogique de retrouver des valeurs négatives sur ces secteurs. Pour que le schéma d'agrégation respecte les valeurs fortes, le krigeage a en effet tendance à compenser sur d'autres zones en leur attribuant des valeurs négatives par exemple.

La dernière partie de ce travail de thèse a permis de déterminer la méthode la plus performante et les cartes finales pour chaque paramètre du modèle QdF parmi les formulations empiriques régionales et la méthode *TREK*. Pour cela, une comparaison a été menée sur le jeu réduit de 965 stations de manière à établir des scores de performance de manière objective pour chaque méthode d'estimation. L'analyse des performances a été réalisée sur la base des critères exprimés en variables non transformées en validation croisée de type « leave-one-out cross-validation » : l'erreur absolue et le critère de Nash. La méthode *TREK* s'est révélée être la méthode la plus performante pour l'estimation du paramètre de position \mathbf{x}_0 et du gradex \mathbf{a} . Par construction, ces cartographies présentent également l'avantage de ne pas occasionner de discontinuités dans l'interpolation le long du réseau hydrographique par rapport aux formulations régionales. Pour la cartographie du paramètre Δ , ce sont les formulations empiriques établies sur les *HER*

modifiées qui ont été sélectionnées. Il faut néanmoins garder à l'esprit que les performances en validation croisée de cette régionalisation demeurent médiocres avec un Nash inférieur à 0.5. Il est en effet très complexe d'appréhender des variables « temporelles » descriptives des dynamiques d'écoulement. L'aspect « paramètre de calage » de Δ complexifie encore plus cette tâche. Les cartographies de ce paramètre sont donc à considérer avec précaution et au regard des fortes incertitudes.

Perspectives

Plusieurs aspects de ce travail de thèse laissent entrevoir des pistes d'approfondissement et de recherche. Tout d'abord, les résultats obtenus pour le paramètre de position \mathbf{x}_0 et le gradex α sont convaincants, présentant des cartographies robustes et performantes. Ceux-ci permettent dans un premier temps de calculer les quantiles de débits pour des périodes de retour variant de 1 à 5 ans. Ces premières estimations offrent déjà des perspectives intéressantes, notamment dans le positionnement du débit de plein-bord dans le régime hydrologique (Navratil, 2005).

Cependant, les incertitudes et le manque de robustesse des estimations du paramètre Δ affaiblissent les performances globales sur le modèle QdF convergent au niveau national. D'autres pistes s'avèrent nécessaires pour l'estimation de ce dernier paramètre. Kriger les résidus des régressions permettraient probablement d'améliorer quelque peu les performances des relations établies pour Δ . Néanmoins, appréhender la dynamique de crue au-travers de descripteurs physiques ou climatiques ne semble pas être une option performante. En outre, ce type de formulations régionales introduisent des discontinuités dans les estimations le long du réseau hydrographique qu'il est difficile de post-traiter. En revanche, investiguer sur les liens entre la dynamique de crue et le paramètre Δ pourrait constituer une piste d'amélioration plus intéressante. Ce peuvent être, par exemple, des démarches régionales basées sur le Base Flow Index ou la forme des hydrogrammes, via des typologies et/ou de coefficients de forme (e.g. Sauquet *et al.*, 2008b; Alliau *et al.*, 2015; Brunner *et al.*, 2018). Par ailleurs, le choix du modèle QdF convergent s'avère pertinent sur la plupart des bassins versants français mais se révèle inadapté en cas d'atypisme régional, notamment sur les secteurs à forte composante souterraine et méditerranéens. Il pourrait être judicieux de les étudier plus spécifiquement, par exemple en utilisant une distribution de Pareto dans les sites méditerranéens ou en mettant en œuvre une régionalisation basée sur le calcul d'un BFI dérivé des données géologiques et hydrogéologiques (e.g. Robson et Reed, 1999).

L'algorithme de cartographie *TREK* constitue l'apport majeur de cette thèse. Il a été conçu pour pallier une des difficultés principales lors de la constitution d'un échantillon en hydrologie : la problématique du non-recouvrement des séries de mesures. Les performances obtenues sur le paramètre de position et le gradex avec *TREK* rejoignent les conclusions de précédents travaux selon lesquels les méthodes géostatistiques, comme le Top-kriging, aboutissent à de meilleures performances que les régressions régionales (Blöschl *et al.*, 2013; Laaha *et al.*, 2014). Ces résultats encourageants offrent également des perspectives d'application à d'autres variables hydrologiques de bassins, comme le module et les débits d'étiage comme le $QMNA5$ ou le modèle QdF adapté aux étiages (Galéa *et al.*, 2000) qui sont mieux structurés temporellement. Par ailleurs, sa conception bâtie en tant qu'extension du Top-kriging, de bonne réputation, permet d'augurer d'un accueil favorable de la communauté. Enfin, le concept de distance équivalente est généralisable à tout type de données. Il est donc possible de reprendre l'architecture pour l'adapter à d'autres cas, comme celui plus simple de données ponctuelles (pluies, températures gouvernant l'évapotranspiration, etc.), dans une estimation consolidée des flux hydriques. Des questionnements en amont sont cependant nécessaires sur la variabilité spatiale et temporelle de la variable d'intérêt pour justifier le recours à une procédure telle que *TREK*. Par exemple, rien ne justifie l'emploi de cette procédure pour des variables descriptives des crues extrêmes qui sont estimées sur des échantillons de plusieurs dizaines d'années et présentant *a priori* une variabilité temporelle quasiment nulle.

Comme cela a été mentionné au dernier chapitre (6.2.1), il est théoriquement possible de développer l'algorithme de *TREK* afin de tenir compte des lacunes intra-séries. Pour cela, une réflexion reste nécessaire quant à l'opportunité de développer une base algorithmique beaucoup plus complexe. L'utilisation d'une information annexe (dérive externe) s'avère en revanche être une option beaucoup plus accessible (Ahmed et De Marsily, 1987). Une version de la méthode *TREK* avec dérive externe a par ailleurs déjà été implémentée et testée dans Hydrodem. Laaha *et al.* (2013) ont montré qu'une telle approche pouvait améliorer sensiblement les prédictions. Un krigeage avec une dérive externe basée sur l'altitude moyenne ou la pluie moyenne annuelle permettrait sans doute d'optimiser les interpolations sur les régions montagneuses ou en secteur méditerranéen. Cette perspective peut également s'inscrire dans une utilisation régionale de l'algorithme. Des zooms sur ces secteurs géographiques permettraient sans doute de diminuer les erreurs d'estimation.

Comme cela a été constaté, il peut être difficile de trancher entre plusieurs techniques d'estimation. Plutôt que de choisir un modèle unique, il est possible de faire appel à des approches dites multi-modèles qui utilisent les estimations de plusieurs modèles de manière optimale. Par exemple, il peut s'agir d'une estimation régionale sur la base d'une sélection du meilleur modèle ou fondée sur une combinaison linéaire d'estimations pondérées en fonction des performances obtenues, notamment en validation croisée (e.g. McIntyre *et al.*, 2005; Waseem *et al.*, 2015; Razavi et Coulibaly, 2016). Généralement, les combinaisons de modèles permettent en effet d'optimiser les prédictions et de diminuer les erreurs d'estimation (Velázquez *et al.*, 2010; Arsenault et Brissette, 2016). Cette dernière perspective est notoirement meilleure si les modèles utilisés sont à la fois chacun fondés et les plus indépendants possibles. C'est cette démarche qui a été esquissée en rapprochant les contributions de *TREK* et des régressions régionales sur **A**.

Références bibliographiques

- Ahmed, S. and De Marsily, G., 1987, Comparison of geostatistical methods for estimating transmissivity using data on transmissivity and specific capacity. *Water Resources Research* 23(9), pp. 1717-1737.
- Alliau, D., De Saint Seine, J., Lang, M., Sauquet, E. and Renard, B., 2015, Étude du risque d'inondation d'un site industriel par des crues extrêmes : de l'évaluation des valeurs extrêmes aux incertitudes hydrologiques et hydrauliques. *La Houille Blanche* (2), pp. 67-74.
- Arsenault, R. and Brissette, F., 2016, Multi-model averaging for continuous streamflow prediction in ungauged basins. *Hydrological Sciences Journal* 61(13), pp. 2443-2454.
- Blöschl, G., Sivapalan, M., Wagener, T., Viglione, A. and Savenije, H., 2013, *Runoff prediction in ungauged basins: Synthesis across processes, places and scales*. Cambridge University Press.
- Brunner, M.I., Seibert, J. and Favre, A.C., 2018, Representative sets of design hydrographs for ungauged catchments: A regional approach using probabilistic region memberships. *Advances in Water Resources* 112, pp. 235-244.
- Catalogne, C., 2012, Amélioration des méthodes de prédétermination des débits de référence d'étiage en sites peu ou pas jaugés. Thèse de doctorat Sciences de l'Univers et de l'Environnement, Université de Grenoble, p. 285.
- Cipriani, T., Toilliez, T. and Sauquet, E., 2012, Estimation régionale des débits décennaux et durées caractéristiques de crue en France. *La Houille Blanche* (4-5), pp. 5-13.
- Galéa, G., Javelle, P. and Chaput, N., 2000, Un modèle débit-durée-fréquence pour caractériser le régime d'étiage d'un bassin versant. *Revue des Sciences de l'Eau* 13(4), pp. 421-440.
- Gottschalk, L., 1993a, Correlation and covariance of runoff. *Stochastic Hydrology and Hydraulics* 7(2), pp. 85-101.
- Gottschalk, L., 1993b, Interpolation of runoff applying objective methods. *Stochastic Hydrology and Hydraulics* 7(4), pp. 269-281.
- Gottschalk, L., Leblois, E. and Skoien, J.O., 2011, Correlation and covariance of runoff revisited. *Journal of Hydrology* 398(1-2), pp. 76-90.
- Hrachowitz, M., Savenije, H.H.G., Blöschl, G., McDonnell, J.J., Sivapalan, M., Pomeroy, J.W., Arheimer, B., Blume, T., Clark, M.P., Ehret, U., Fenicia, F., Freer, J.E., Gelfan, A., Gupta, H.V., Hughes, D.A., Hut, R.W., Montanari, A., Pande, S., Tetzlaff, D., Troch, P.A., Uhlenbrook, S., Wagener, T., Winsemius, H.C., Woods, R.A., Zehe, E. and Cudennec, C., 2013, A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB)a review. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques* 58(6), pp. 1198-1255.
- Javelle, P., 2001, Caractérisation du régime des crues : le modèle débit-durée-fréquence convergent. Approche locale et régionale. Thèse de doctorat Mécanique de milieux géophysiques et environnement, Institut national polytechnique de Grenoble, p. 268.
- Laaha, G., Skoien, J.O. and Blöschl, G., 2014, Spatial prediction on river networks: comparison of top-kriging with regional regression. *Hydrological Processes* 28(2), pp. 315-324.
- Laaha, G., Skoien, J.O., Nobilis, F. and Blöschl, G., 2013, Spatial prediction of stream temperatures using Top-Kriging with an external drift. *Environmental Modeling & Assessment* 18(6), pp. 671-683.
- Leblois, E., 2012, Le bassin versant, système spatialement structuré et soumis au climat. Habilitation à Diriger les Recherches, Université de Grenoble, p. 112.
- McIntyre, N., Lee, H., Wheeler, H., Young, A. and Wagener, T., 2005, Ensemble predictions of runoff in ungauged catchments. *Water Resources Research* 41(12), pp. 1-14.
- Navratil, O., 2005, Débit de pleins bords et géométrie hydraulique : une description synthétique de la morphologie des cours d'eau pour relier le bassin versant et les habitats aquatiques.

- Thèse de doctorat Mécanique des milieux géophysiques et Environnement, Institut National Polytechnique de Grenoble, p. 328.
- Razavi, T. and Coulibaly, P., 2016, Improving streamflow estimation in ungauged basins using a multi-modelling approach. *Hydrological Sciences Journal* 61(15), pp. 2668-2679.
- Robson, A.J. and Reed, D.W., 1999, *Flood Estimation Handbook*, vol. 3 : Statistical Procedures for Flood Frequency Estimation. Wallingford, UK.
- Sauquet, E., 2000, Une cartographie des écoulements annuels et mensuels d'un grand bassin versant structurée par la topologie du réseau hydrographique. Thèse de doctorat Mécanique des milieux géophysiques et environnement, Institut National Polytechnique de Grenoble, p. 400.
- Sauquet, E., 2006, Mapping mean annual river discharges: Geostatistical developments for incorporating river network dependencies. *Journal of Hydrology* 331(1–2), pp. 300-314.
- Sauquet, E. and Catalogne, C., 2011, Comparison of catchment grouping methods for flow duration curve estimation at ungauged sites in France. *Hydrology and Earth System Sciences* 15(8), pp. 2421-2435.
- Sauquet, E., Gottschalk, L. and Krasovskaia, I., 2008a, Estimating mean monthly runoff at ungauged locations: an application to France. *Hydrology Research* 39(5-6), pp. 403-423.
- Sauquet, E., Gottschalk, L. and Leblois, E., 2000, Mapping average annual runoff: a hierarchical approach applying a stochastic interpolation scheme. *Hydrological Sciences Journal* 45(6), pp. 799-815.
- Sauquet, E., Ramos, M.-H., Chapel, L. and Bernardara, P., 2008b, Streamflow scaling properties: investigating characteristic scales from different statistical approaches. *Hydrological Processes* 22(17), pp. 3462-3475.
- Skoien, J.O. and Blöschl, G., 2007, Spatiotemporal topological kriging of runoff time series. *Water Resources Research* 43(9).
- Skoien, J.O., Merz, R. and Blöschl, G., 2006, Top-kriging - geostatistics on stream networks. *Hydrology and Earth System Sciences* 10(2), pp. 277-287.
- Velázquez, J.A., Anctil, F. and Perrin, C., 2010, Performance and reliability of multimodel hydrological ensemble simulations based on seventeen lumped models and a thousand catchments. *Hydrology and Earth System Sciences* 14(11), pp. 2303-2317.
- Waseem, M., Ajmal, M. and Kim, T.-W., 2015, Ensemble hydrological prediction of streamflow percentile at ungauged basins in Pakistan. *Journal of Hydrology* 525, pp. 130-137.

Références bibliographiques

- Acreman, M.C. and Sinclair, C.D., 1986, Classification of drainage basins according to their physical characteristics; an application for flood frequency analysis in Scotland. *Journal of Hydrology* 84(3), pp. 365-380.
- Ahmed, S. and De Marsily, G., 1987, Comparison of geostatistical methods for estimating transmissivity using data on transmissivity and specific capacity. *Water Resources Research* 23(9), pp. 1717-1737.
- Akaike, H., 1998, Selected Papers of Hirotugu Akaike. Parzen, E., Tanabe, K. and Kitagawa, G. (eds), Springer New York, New York, NY, pp. 199-213.
- Alber, M., 2002, A conceptual model of estuarine freshwater inflow management. *Estuaries* 25(6), pp. 1246-1261.
- Alila, Y. and Mtiraoui, A., 2002, Implications of heterogeneous flood-frequency distributions on traditional stream-discharge prediction techniques. *Hydrological Processes* 16(5), pp. 1065-1084.
- Allamano, P., Claps, P. and Laio, F., 2009, An analytical model of the effects of catchment elevation on the flood frequency distribution. *Water Resources Research* 45(1), pp. 1-12.
- Alliau, D., De Saint Seine, J., Lang, M., Sauquet, E. and Renard, B., 2015, Étude du risque d'inondation d'un site industriel par des crues extrêmes : de l'évaluation des valeurs extrêmes aux incertitudes hydrologiques et hydrauliques. *La Houille Blanche* (2), pp. 67-74.
- Andréassian, V., 2004, Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. *Journal of Hydrology* 291(1), pp. 1-27.
- Andréassian, V., Hall, A., Chahinian, N. and Schaake, J., 2006, Introduction and synthesis: Why should hydrologists work on a large number of basin data sets? AISH, Wallingford.
- Armstrong, M., Chetboun, G. and Hubert, P., 1993, *Geostatistics Tróia '92*. Soares, A. (ed), Springer Netherlands, pp. 661-672.
- Arsenault, R. and Brissette, F., 2016, Multi-model averaging for continuous streamflow prediction in ungauged basins. *Hydrological Sciences Journal* 61(13), pp. 2443-2454.
- Bakke, P.D., Thomas, R. and Parrett, C., 1999, Estimation of long-term discharge statistics by regional adjustment. *Journal of the American Water Resources Association* 35(4), pp. 911-921.
- Barguet, P., 1943, *La Stèle de la famine à Séhel*. Imprimerie de l'Institut français d'archéologie orientale du Caire.
- Barredo, J.I., 2007, Major flood disasters in Europe: 1950–2005. *Natural Hazards* 42(1), pp. 125-148.
- Bates, B.C., Rahman, A., Mein, R.G. and Weinmann, P.W., 1998, Climatic and physical factors that influence the homogeneity of regional floods in southeastern Australia. *Water Resources Research* 34(12), pp. 3369-3381.
- Bayley, P.B., 1995, Understanding Large River: Floodplain Ecosystems. *BioScience* 45(3), pp. 153-158.
- Beable, M.E. and McKerchar, A.I., 1982, Regional flood estimation in New Zealand. Report, New Zealand. Ministry of Works and Development. Water and Soil Division, Wellington [N.Z.]
- Ben-Zvi, A. and Azmon, B., 2010, Direct relationships of discharges to the mean and standard deviation of the intervals between their exceedences. *Hydrological Sciences Journal* 55(4), pp. 565-577.

- Beran, M.A. and Nozdryn-Plotnicki, M.J., 1977, Estimation of low return period floods / Estimation des crues d'une basse période de retour. *Hydrological Sciences Bulletin* 22(2), pp. 275-282.
- Beven, K.J. and Kirkby, M.J., 1979, A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. *Hydrological Sciences Bulletin* 24(1), pp. 43-69.
- Blöschl, G., 2011, *Treatise on Water Science*, Elsevier, Oxford, pp. 519-535.
- Blöschl, G. and Sivapalan, M., 1995, Scale issues in hydrological modelling: A review. *Hydrological Processes* 9(3-4), pp. 251-290.
- Blöschl, G., Sivapalan, M., Wagener, T., Viglione, A. and Savenije, H., 2013, *Runoff prediction in ungauged basins: Synthesis across processes, places and scales*. Cambridge University Press.
- Bocchiola, D., De Michele, C. and Rosso, R., 2003, Review of recent advances in index flood estimation. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 7(3), pp. 283-296.
- Bogaert, P., 1996, Comparison of kriging techniques in a space-time context. *Journal of the International Association for Mathematical Geology* 28(1), pp. 73-86.
- Bosch, J.M. and Hewlett, J.D., 1982, A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology* 55(1), pp. 3-23.
- Braud, I., Aral, P.A., Bouvier, C., Branger, F., Delrieu, G., Le Coz, J., Nord, G., Vandervaere, J.P., Anquetin, S., Adamovic, M., Andrieu, J., Batiot, C., Boudevillain, B., Brunet, P., Carreau, J., Confoland, A., Didon-Lescot, J.F., Domergue, J.M., Douvinet, J., Dramais, G., Freydier, R., Gérard, S., Huza, J., Leblois, E., Le Bourgeois, O., Le Boursicaud, R., Marchand, P., Martin, P., Nottale, L., Patris, N., Renard, B., Seidel, J.L., Taupin, J.D., Vannier, O., Vincendon, B. and Wijbrans, A., 2014, Multi-scale hydrometeorological observation and modelling for flash flood understanding. *Hydrology and Earth System Sciences* 18(9), pp. 3733-3761.
- Breiman, L., Friedman, J., Stone, C.J. and Olshen, R.A., 1984, *Classification and Regression Trees*. Taylor & Francis.
- Brunner, M.I., Seibert, J. and Favre, A.C., 2018, Representative sets of design hydrographs for ungauged catchments: A regional approach using probabilistic region memberships. *Advances in Water Resources* 112, pp. 235-244.
- Burn, D.H., 1990, Evaluation of regional flood frequency analysis with a region of influence approach. *Water Resources Research* 26(10), pp. 2257-2265.
- Burn, D.H., 1997, Catchment similarity for regional flood frequency analysis using seasonality measures. *Journal of Hydrology* 202(1-4), pp. 212-230.
- Burn, D.H. and Goel, N.K., 2000, The formation of groups for regional flood frequency analysis. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques* 45(1), pp. 97-112.
- Burn, D.H. and Hag Elnur, M.A., 2002, Detection of hydrologic trends and variability. *Journal of Hydrology* 255(1-4), pp. 107-122.
- Buttle, J.M., Allen, D.M., Caissie, D., Davison, B., Hayashi, M., Peters, D.L., Pomeroy, J.W., Simonovic, S., St-Hilaire, A. and Whitfield, P.H., 2016, Flood processes in Canada: Regional and special aspects. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques* 41(1-2), pp. 7-30.
- Carluer, N., Babut, M., Belliard, J., Bernez, I., Burger-Leenhardt, D., Dorioz, J.M., Douez, O., Dufour, S., Grimaldi, C., Habets, F., Le Bissonnais, Y., Molénat, J., Rollet, A.J., Rosset, V., Sauvage, S., Usseglio-Polatera, P. and Leblanc, B., 2016, Expertise scientifique collective sur l'impact cumulé des retenues - Rapport de synthèse. Rapport d'étude, Irstea, p. 108

- Castellarin, A., Burn, D.H. and Brath, A., 2001, Assessing the effectiveness of hydrological similarity measures for flood frequency analysis. *Journal of Hydrology* 241(3-4), pp. 270-285.
- Castellarin, A., Burn, D.H. and Brath, A., 2008, Homogeneity testing: How homogeneous do heterogeneous cross-correlated regions seem? *Journal of Hydrology* 360(1), pp. 67-76.
- Catalogne, C., 2012, Amélioration des méthodes de prédétermination des débits de référence d'étiage en sites peu ou pas jaugeés. Thèse de doctorat Sciences de l'Univers et de l'Environnement, Université de Grenoble, p. 285.
- Cavadias, G.S., 1990, The canonical correlation approach to regional flood estimation. IAHS-AISH publication 191, pp. 171-178.
- Choquette, A.F., 1988, Regionalization of peak discharges for streams in Kentucky. Report, p. 114
- Cipriani, T. and Sauquet, E., 2014, Altération de l'hydrologie des cours d'eau par des ouvrages hydrauliques. Rapport d'étude, Irstea, p. 200
- Cipriani, T., Toilliez, T. and Sauquet, E., 2012, Estimation régionale des débits décennaux et durées caractéristiques de crue en France. *La Houille Blanche* (4-5), pp. 5-13.
- Coles, S., 2001, An introduction to statistical modeling of extreme values London.
- Cosandey, C., Andréassian, V., Martin, C., Didon-Lescot, J.F., Lavabre, J., Folton, N., Mathys, N. and Richard, D., 2005, The hydrological impact of the mediterranean forest: a review of French research. *Journal of Hydrology* 301(1), pp. 235-249.
- Creutin, J.D. and Obled, C., 1982, Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: An objective comparison. *Water Resources Research* 18(2), pp. 413-431.
- CTGREF, 1980, Estimation du débit de crue décennal sur un bassin versant non jaugeé : la méthode CRUPEDIX. *Informations techniques du CTGREF* 40(3), pp. 1-4.
- Cunnane, C., 1979, A note on the Poisson assumption in partial duration series models. *Water Resources Research* 15(2), pp. 489-494.
- Dalrymple, T., 1960, Flood-frequency analyses, *Manual of Hydrology: Part 3*. Report, p. 80
- Dawson, C.W., Abrahart, R.J., Shamseldin, A.Y. and Wilby, R.L., 2006, Flood estimation at ungauged sites using artificial neural networks. *Journal of Hydrology* 319(1), pp. 391-409.
- Delrieu, G., Nicol, J., Yates, E., Kirstetter, P.-E., Creutin, J.-D., Anquetin, S., Obled, C., Saulnier, G.-M., Ducrocq, V., Gaume, E., Payrastra, O., Andrieu, H., Ayrat, P.-A., Bouvier, C., Neppel, L., Livet, M., Lang, M., du-Châtelet, J.P., Walpersdorf, A. and Wobrock, W., 2005, The Catastrophic Flash-Flood Event of 8–9 September 2002 in the Gard Region, France: A First Case Study for the Cévennes–Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *Journal of Hydrometeorology* 6(1), pp. 34-52.
- Di Prinzio, M., Castellarin, A. and Toth, E., 2011, Data-driven catchment classification: application to the pub problem. *Hydrology and Earth System Sciences* 15(6), pp. 1921-1935.
- Dodge, Y. and Rousson, V., 1999, *Analyse de régression appliquée*. Dunod.
- Dunne, T., 1978, Field studies of hillslope flow processes. *Hillslope hydrology*, pp. 227-293.
- Eagleson, P.S., 1972, Dynamics of flood frequency. *Water Resources Research* 8(4), pp. 878-898.
- Eaton, B., Church, M. and Ham, D., 2002, Scaling and regionalization of flood flows in British Columbia, Canada. *Hydrological Processes* 16(16), pp. 3245-3263.
- Farquharson, F.A.K., Meigh, J.R. and Sutcliffe, J.V., 1992, Regional flood frequency analysis in arid and semi-arid areas. *Journal of Hydrology* 138(3), pp. 487-501.
- Faure, D., Galéa, G., Mathys, N., Oberlin, G., Edouard, J.L. and Vivian, H., 1991, Synthèse cartographique des connaissances en crues observables dans le Sud-Est de la France. *Houille Blanche-Revue Internationale de l'eau* 5, pp. 349-364.
- Fiering, M.B., 1963, Use of correlation to improve estimates of the mean and variance. Report, p.

- Fiorentino, M. and Iacobellis, V., 2001, New insights about the climatic and geologic control on the probability distribution of floods. *Water Resources Research* 37(3), pp. 721-730.
- FitzHugh, T.W. and Vogel, R.M., 2011, The impact of dams on flood flows in the United States. *River Research and Applications* 27(10), pp. 1192-1215.
- Fox, J. and Monette, G., 1992, Generalized Collinearity Diagnostics. *Journal of the American Statistical Association* 87(417), pp. 178-183.
- Fox, J. and Weisberg, S., 2011, *An R Companion to Applied Regression*. Sage, Thousand Oaks CA.
- Galéa, G., Javelle, P. and Chaput, N., 2000, Un modèle débit-durée-fréquence pour caractériser le régime d'étiage d'un bassin versant. *Revue des Sciences de l'Eau* 13(4), pp. 421-440.
- Galéa, G. and Prudhomme, C., 1997, Notions de base et concepts utiles pour la compréhension de la modélisation synthétique des régimes de crue des bassins versants au sens des modèles QdF. *Revue des Sciences de l'Eau* (1), pp. 83-101.
- Gambolati, G. and Volpi, G., 1979, A conceptual deterministic analysis of the kriging technique in hydrology. *Water Resources Research* 15(3), pp. 625-629.
- Garavaglia, F., 2011, Méthode SCHADEX de prédétermination des crues extrêmes. Thèse de doctorat Sciences de l'Univers et de l'Environnement, Université de Grenoble, p. 416.
- Garçon, R., Bossard, E., Lang, M. and Le Clerc, S., 2002, Revisiter la notion de scénario hydrologique de référence pour la caractérisation du risque d'inondation. Rapport, EDF/DTG - Cemagref, p. 76
- Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blaškovičová, L., Blöschl, G., Borga, M., Dumitrescu, A., Daliakopoulos, I., Garcia, J., Irimescu, A., Kohnova, S., Koutroulis, A., Marchi, L., Matreata, S., Medina, V., Preciso, E., Sempere-Torres, D., Stancalie, G., Szolgay, J., Tsanis, I., Velasco, D. and Viglione, A., 2009, A compilation of data on European flash floods. *Journal of Hydrology* 367(1), pp. 70-78.
- Gaume, E., Livet, M., Desbordes, M. and Villeneuve, J.P., 2004, Hydrological analysis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 November 1999. *Journal of Hydrology* 286(1-4), pp. 135-154.
- Ghosh, B., 1951, Random distances within a rectangle and between two rectangles. *Bulletin of Calcutta Mathematical Society* 43(4), pp. 17-24.
- Giuntoli, I., Renard, B. and Lang, M., 2012, *Changes in Flood Risk in Europe*, CRC Press, pp. 199-211.
- Gottschalk, L., 1993a, Correlation and covariance of runoff. *Stochastic Hydrology and Hydraulics* 7(2), pp. 85-101.
- Gottschalk, L., 1993b, Interpolation of runoff applying objective methods. *Stochastic Hydrology and Hydraulics* 7(4), pp. 269-281.
- Gottschalk, L., Leblois, E. and Skoien, J.O., 2011a, Correlation and covariance of runoff revisited. *Journal of Hydrology* 398(1-2), pp. 76-90.
- Gottschalk, L., Leblois, E. and Skoien, J.O., 2011b, Distance measures for hydrological data having a support. *Journal of Hydrology* 402(3-4), pp. 415-421.
- Graf, W.L., 1999, Dam nation: A geographic census of American dams and their large-scale hydrologic impacts. *Water Resources Research* 35(4), pp. 1305-1311.
- Griffis, V.W. and Stedinger, J.R., 2007, Log-Pearson type 3 distribution and its application in flood frequency analysis. I : distribution characteristics. *Journal of Hydrologic Engineering* 12(5), pp. 482-491.
- Grisollet, H., Guilmet, B. and Arlery, R., 1962, *Climatologie-méthodes et pratiques*. Gauthier-Villars, Paris.
- Gupta, H.V., Perrin, C., Blöschl, G., Montanari, A., Kumar, R., Clark, M. and Andreassian, V., 2014, Large-sample hydrology: a need to balance depth with breadth. *Hydrology and Earth System Sciences* 18(2), pp. 463-477.

- Gupta, V.K. and Dawdy, D.R., 1995, Physical interpretations of regional variations in the scaling exponents of flood quantiles. *Hydrological Processes* 9(3-4), pp. 347-361.
- Gupta, V.K., Mesa, O.J. and Dawdy, D.R., 1994, Multiscaling theory of flood peaks: Regional quantile analysis. *Water Resources Research* 30(12), pp. 3405-3421.
- Hamed, K.H. and Rao, R.A., 1998, A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of Hydrology* 204(1-4), pp. 182-196.
- Hibbert, A.R., 1966, *Forest treatment effects on water yield*, pp. 527-543, Pergamon Press, Oxford, New York.
- Hingray, B., Picouet, C. and Musy, A., 2009, *Hydrologie. 2- Une science pour l'ingénieur*. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne.
- Hirsch, R.M. and Slack, J.R., 1984, A Nonparametric Trend Test for Seasonal Data With Serial Dependence. *Water Resources Research* 20(6), pp. 727-732.
- Hirschboeck, K.K., 1987, Hydrologic frequency modeling: proceedings of the international symposium on flood frequency and risk analyses, 14-17 May 1986, Louisiana State University, Baton Rouge, U.S.A. Singh, V.P. (ed), Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 199-212.
- Hirschboeck, K.K., 1988, Flood geomorphology. Baker, V.R. (ed), Wiley-Interscience, pp. 27-49.
- Hollis, G.E., 1975, The effect of urbanization on floods of different recurrence interval. *Water Resources Research* 11(3), pp. 431-435.
- Horton, R.E., 1933, The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 14(1), pp. 446-460.
- Hosking, J.R. and Wallis, J.R., 1997, *Regional frequency analysis: an approach based on L-moments*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Hosking, J.R.M. and Wallis, J.R., 1988, The effect of intersite dependence on regional flood frequency analysis. *Water Resources Research* 24(4), pp. 588-600.
- Hosking, J.R.M. and Wallis, J.R., 1993, Some statistics useful in regional frequency analysis. *Water Resources Research* 29(2), pp. 271-281.
- House, P.K. and Hirschboeck, K.K., 1997, Hydroclimatological and paleohydrological context of extreme winter flooding in Arizona, 1993. Report, Geological Society of America, p. 27
- Hrachowitz, M., Savenije, H.H.G., Blöschl, G., McDonnell, J.J., Sivapalan, M., Pomeroy, J.W., Arheimer, B., Blume, T., Clark, M.P., Ehret, U., Fenicia, F., Freer, J.E., Gelfan, A., Gupta, H.V., Hughes, D.A., Hut, R.W., Montanari, A., Pande, S., Tetzlaff, D., Troch, P.A., Uhlenbrook, S., Wagener, T., Winsemius, H.C., Woods, R.A., Zehe, E. and Cudennec, C., 2013, A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB) a review. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques* 58(6), pp. 1198-1255.
- Hubert, P., Carbonnel, J.P. and Chaouche, A., 1989, Segmentation des séries hydrométéorologiques — application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'ouest. *Journal of Hydrology* 110(3), pp. 349-367.
- Hundecha, Y. and Bardossy, A., 2004, Modeling of the effect of land use changes on the runoff generation of a river basin through parameter regionalization of a watershed model. *Journal of Hydrology* 292(1-4), pp. 281-295.
- Hurvich, C.M. and Tsai, C.-L., 1995, Model selection for extended quasi-likelihood models in small samples. *Biometrics* 51(3), pp. 1077-1084.
- Ishak, E., Haddad, K., Zaman, M. and Rahman, A., 2011, Scaling property of regional floods in New South Wales Australia. *Natural Hazards* 58(3), pp. 1155-1167.
- Jain, S. and Lall, U., 2000, Magnitude and timing of annual maximum floods: Trends and large-scale climatic associations for the Blacksmith Fork River, Utah. *Water Resources Research* 36(12), pp. 3641-3651.
- Javelle, P., 2001, *Caractérisation du régime des crues : le modèle débit-durée-fréquence convergent. Approche locale et régionale*. Thèse de doctorat Mécanique de milieux géophysiques et environnement, Institut national polytechnique de Grenoble, p. 268.

- Javelle, P., Ouarda, T., Lang, M., Bobee, B., Galea, G. and Gresillon, J.M., 2002, Development of regional flood-duration-frequency curves based on the index-flood method. *Journal of Hydrology* 258(1-4), pp. 249-259.
- Jingyi, Z. and Hall, M.J., 2004, Regional flood frequency analysis for the Gan-Ming River basin in China. *Journal of Hydrology* 296(1), pp. 98-117.
- Journel, A.G. and Huijbregts, C.J., 1978, *Mining geostatistics*. Academic Press.
- Junk, W.J., Bayley, P.B. and Sparks, R.E., 1989, The Flood Pulse Concept in River-Floodplain Systems. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 106, pp. 110-127.
- Keast, D. and Ellison, J., 2013, Magnitude frequency analysis of small floods using the annual and partial series. *Water* 5(4), pp. 1816-1829.
- Kendall, M., 1975, *Rank correlation methods*. C. Griffin, London.
- Kirkby, M.J., 1976, Tests of the random network model, and its application to basin hydrology. *Earth Surface Processes* 1(3), pp. 197-212.
- Kjeldsen, T.R. and Jones, D., 2007, Estimation of an index flood using data transfer in the UK. *Hydrological Sciences Journal* 52(1), pp. 86-98.
- Kjeldsen, T.R. and Jones, D.A., 2009, An exploratory analysis of error components in hydrological regression modeling. *Water Resources Research* 45, pp. 1-13.
- Kjeldsen, T.R. and Jones, D.A., 2010, Predicting the index flood in ungauged UK catchments: On the link between data-transfer and spatial model error structure. *Journal of Hydrology* 387(1-2), pp. 1-9.
- Komma, J., Reszler, C., Blöschl, G. and Haiden, T., 2007, Ensemble prediction of floods - catchment non-linearity and forecast probabilities. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 7(4), pp. 431-444.
- Koutsoyiannis, D., Kozonis, D. and Manetas, A., 1998, A mathematical framework for studying rainfall intensity-duration-frequency relationships. *Journal of Hydrology* 206(1), pp. 118-135.
- Kron, W., 2005, Flood Risk = Hazard • Values • Vulnerability. *Water International* 30(1), pp. 58-68.
- Kundzewicz, Z.W., Graczyk, D., Maurer, T., Pińskwar, I., Radziejewski, M., Svensson, C. and Szwed, M., 2005, Trend detection in river flow series: 1. Annual maximum flow / Détection de tendance dans des séries de débit fluvial: 1. Débit maximum annuel. *Hydrological Sciences Journal* 50(5), pp. 797-810.
- Kundzewicz, Z.W. and Robson, A., 2000, Detecting trend and other changes in hydrological data. Kundzewicz, Z.W. and Robson, A. (eds), pp. 1-157, WMO/UNESCO, WCDMP-45, WMO/TD 1013, Geneva.
- Kyriakidis, P.C. and Journel, A.G., 1999, Geostatistical space-time models: A review. *Journal of the International Association for Mathematical Geology* 31(6), pp. 651-684.
- Laaha, G. and Blöschl, G., 2005, Low flow estimates from short stream flow records - a comparison of methods. *Journal of Hydrology* 306(1-4), pp. 264-286.
- Laaha, G. and Blöschl, G., 2006, A comparison of low flow regionalisation methods—catchment grouping. *Journal of Hydrology* 323(1-4), pp. 193-214.
- Laaha, G., Skøien, J.O. and Blöschl, G., 2014, Spatial prediction on river networks: comparison of top-kriging with regional regression. *Hydrological Processes* 28(2), pp. 315-324.
- Laaha, G., Skøien, J.O., Nobilis, F. and Blöschl, G., 2013, Spatial prediction of stream temperatures using Top-Kriging with an external drift. *Environmental Modeling & Assessment* 18(6), pp. 671-683.
- Landwehr, J.M., Matalas, N.C. and Wallis, J.R., 1979, Probability weighted moments compared with some traditional techniques in estimating Gumbel Parameters and quantiles. *Water Resources Research* 15(5), pp. 1055-1064.
- Lang, M., 1995, Les chroniques en hydrologie : modélisation comparée par un système de gestion de bases de données relationnel et orienté-objet, traitement de base et intervalles de

- confiance des quantiles de crues, techniques d'échantillonnage par la méthode du renouvellement. Thèse de doctorat Mécanique, Université Joseph Fourier Grenoble, p. 296.
- Lang, M., J., L., HHLY, C.L. and CHAX, C.A.E.P., 2007, Estimation de la crue centennale pour les plans de prévention des risques d'inondations. Editions Quae, Paris, France.
- Lang, M., Ouarda, T. and Bobee, B., 1999, Towards operational guidelines for over-threshold modeling. *Journal of Hydrology* 225(3-4), pp. 103-117.
- Larsen, J.E., Sivapalan, M., Coles, N.A. and Linnet, P.E., 1994, Similarity analysis of runoff generation processes in real-world catchments. *Water Resources Research* 30(6), pp. 1641-1652.
- Lê, S., Fosse, J. and Husson, F., 2008, FactoMineR : An R Package for Multivariate Analysis. *Journal of Statistical Software* 25(1), pp. 1-18.
- Lebart, L., Morineau, A. and Piron, M., 1997, Statistique exploratoire multidimensionnelle. Dunod, Paris.
- Leblois, E., 2012, Le bassin versant, système spatialement structuré et soumis au climat. Habilitation à Diriger les Recherches, Université de Grenoble, p. 112.
- Leblois, E., Gottschalk, L. and Sauquet, E., 2001, Estimation and mapping of flood quantile production - Application to flood mapping, Nice.
- Lindström, G. and Bergström, S., 2004, Runoff trends in Sweden 1807–2002 / Tendances de l'écoulement en Suède entre 1807 et 2002. *Hydrological Sciences Journal* 49(1), pp. 69-83.
- Lubès Niel, H., Masson, J.M., Paturel, J.-E. and Servat, E., 1998, Variabilité climatique et statistiques : étude par simulation de la puissance et de la robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité de chroniques. *Revue des Sciences de l'Eau* 3, pp. 383-408.
- Lytle, D.A. and Poff, N.L., 2004, Adaptation to natural flow regimes. *Trends in Ecology & Evolution* 19(2), pp. 94-100.
- Machiwal, D. and Jha, M.K., 2008, Comparative evaluation of statistical tests for time series analysis: application to hydrological time series / Evaluation comparative de tests statistiques pour l'analyse de séries temporelles: application à des séries temporelles hydrologiques. *Hydrological Sciences Journal* 53(2), pp. 353-366.
- Maddox, R.A., Chappell, C.F. and Hoxit, L.R., 1979, Synoptic and Meso- α Scale Aspects of Flash Flood Events. *Bulletin of the American Meteorological Society* 60(2), pp. 115-123.
- Madsen, H., Lawrence, D., Lang, M., Martinkova, M. and Kjeldsen, T.R., 2014, Review of trend analysis and climate change projections of extreme precipitation and floods in Europe. *Journal of Hydrology* 519, pp. 3634-3650.
- Madsen, H., Rasmussen, P.F. and Rosbjerg, D., 1997, Comparison of annual maximum series and partial duration series methods for modeling extreme hydrologic events .1. At-site modeling. *Water Resources Research* 33(4), pp. 747-757.
- Madsen, H. and Rosbjerg, D., 1997, Generalized least squares and empirical Bayes estimation in regional partial duration series index-flood modeling. *Water Resources Research* 33(4), pp. 771-781.
- Magilligan, F.J. and Nislow, K.H., 2005, Changes in hydrologic regime by dams. *Geomorphology* 71(1–2), pp. 61-78.
- Mann, H.B., 1945, Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica* 13(3), pp. 245-259.
- Mann, H.B. and Whitney, D.R., 1947, On a Test of Whether one of Two Random Variables is Stochastically Larger than the Other, pp. 50-60.
- Mansfield, E.R. and Helms, B.P., 1982, Detecting Multicollinearity. *The American Statistician* 36(3), pp. 158-160.
- Mardia, K.V., 1972, A multi-sample uniform scores test on a circle and its parametric competitor. *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)* 34(1), pp. 102-113.

- Margat, J., 1978, Nouvelle légende de carte hydrogéologique. Rapport, BRGM, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, p. 45
- Matalas, N.C. and Jacobs, B., 1964, A correlation procedure for augmenting hydrologic data. Report, p. 7
- Matheron, G., 1963, Principles of geostatistics. *Economic Geology* 58(8), pp. 1246-1266.
- Matheron, G., 1965, Les variables régionalisées et leur estimation, une application de la théorie des fonctions aléatoires aux sciences de la nature. Masson, Paris.
- Mathews, R. and Richter, B.D., 2007, Application of the indicators of hydrologic alteration software in environmental flow setting. *Journal of the American Water Resources Association* 43(6), pp. 1400-1413.
- McIntyre, N., Lee, H., Wheeler, H., Young, A. and Wagener, T., 2005, Ensemble predictions of runoff in ungauged catchments. *Water Resources Research* 41(12), pp. 1-14.
- Merz, R. and Blöschl, G., 2003, A process typology of regional floods. *Water Resources Research* 39(12), pp. 1-20.
- Merz, R. and Blöschl, G., 2005, Flood frequency regionalisation-spatial proximity vs. catchment attributes. *Journal of Hydrology* 302(1-4), pp. 283-306.
- Merz, R. and Blöschl, G., 2009, Process controls on the statistical flood moments - a data based analysis. *Hydrological Processes* 23(5), pp. 675-696.
- Merz, R. and Blöschl, G., 2008a, Flood frequency hydrology: 1. Temporal, spatial, and causal expansion of information. *Water Resources Research* 44(8), pp. 1-17.
- Merz, R. and Blöschl, G., 2008b, Flood frequency hydrology: 2. Combining data evidence. *Water Resources Research* 44(8), pp. 1-16.
- Meunier, M., 2001, Regional flow-duration-frequency model for the tropical island of Martinique. *Journal of Hydrology* 247(1-2), pp. 31-53.
- Meylan, P., Favre, A.C. and Musy, A., 2008, Hydrologie fréquentielle: une science prédictive. PPUR presses polytechniques.
- Micevski, T. and Kuczera, G., 2009, Combining site and regional flood information using a Bayesian Monte Carlo approach. *Water Resources Research* 45(4), pp. 1-11.
- Michele, C.D. and Salvadori, G., 2002, On the derived flood frequency distribution: analytical formulation and the influence of antecedent soil moisture condition. *Journal of Hydrology* 262(1-4), pp. 245-258.
- Nash, J.E. and Sutcliffe, J.V., 1970, River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10(3), pp. 282-290.
- Nathan, R.J. and McMahon, T.A., 1990, Identification of homogeneous regions for the purposes of regionalisation. *Journal of Hydrology* 121(1), pp. 217-238.
- Navratil, O., 2005, Débit de pleins bords et géométrie hydraulique : une description synthétique de la morphologie des cours d'eau pour relier le bassin versant et les habitats aquatiques. Thèse de doctorat Mécanique des milieux géophysiques et Environnement, Institut National Polytechnique de Grenoble, p. 328.
- NERC, 1975, Estimation of flood volumes over different durations, Flood Study Report, Vol. 1, Chap. 5. Report, pp. 243-264
- Nilsson, C., Reidy, C.A., Dynesius, M. and Revenga, C., 2005, Fragmentation and flow regulation of the world's large river systems. *Science* 308(5720), pp. 405-408.
- Oberlin, G., 1988, Inondabilité, comment intégrer les notions de durée, 25ème anniv. de l'Orgeval, Cemagref, Paris.
- Ondo, J.-C., 2002, Étude comparative des tests de stationnarité. Thèse de doctorat en sciences de l'eau, Université du Québec, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique, Québec, p. 288.
- ONEMA, 2012, Pourquoi restaurer?, pp. 1-25
- Ouarda, T.B.M.J., Bâ, K.M., Diaz-Delgado, C., Cârsteanu, A., Chokmani, K., Gingras, H., Quentin, E., Trujillo, E. and Bobée, B., 2008, Intercomparison of regional flood

- frequency estimation methods at ungauged sites for a Mexican case study. *Journal of Hydrology* 348(1), pp. 40-58.
- Ouarda, T.B.M.J., Girard, C., Cavadias, G.S. and Bobée, B., 2001, Regional flood frequency estimation with canonical correlation analysis. *Journal of Hydrology* 254(1-4), pp. 157-173.
- Oudin, L., Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C. and Le Moine, N., 2008, Spatial proximity, physical similarity, regression and ungauged catchments: A comparison of regionalization approaches based on 913 French catchments. *Water Resources Research* 44(3), pp. n/a-n/a.
- Oudin, L., Kay, A., Andréassian, V. and Perrin, C., 2010, Are seemingly physically similar catchments truly hydrologically similar? *Water Resources Research* 46(11), pp. 1-15.
- Pandey, G.R. and Nguyen, V.T.V., 1999, A comparative study of regression based methods in regional flood frequency analysis. *Journal of Hydrology* 225(1-2), pp. 92-101.
- Paquet, E., Gailhard, J. and Garçon, R., 2006, Evolution de la méthode du gradex : approche par type de temps et modélisation hydrologique. *La Houille Blanche* 5, pp. 80-90.
- Paquet, E., Garavaglia, F., Garçon, R. and Gailhard, J., 2013, The SCHADDEX method: A semi-continuous rainfall-runoff simulation for extreme flood estimation. *Journal of Hydrology* 495, pp. 23-37.
- Parajka, J., Kohnova, S., Balint, G., Barbuc, M., Borga, M., Claps, P., Cheval, S., Dumitrescu, A., Gaume, E., Hlavcova, K., Merz, R., Pfaundler, M., Stancalie, G., Szolgay, J. and Blöschl, G., 2010, Seasonal characteristics of flood regimes across the Alpine-Carpathian range. *Journal of Hydrology* 394(1-2), pp. 78-89.
- Pekárová, P., Miklánek, P. and Pekár, J., 2003, Spatial and temporal runoff oscillation analysis of the main rivers of the world during the 19th-20th centuries. *Journal of Hydrology* 274(1-4), pp. 62-79.
- Petrow, T., Merz, B., Lindenschmidt, K.E. and Thielen, A.H., 2007, Aspects of seasonality and flood generating circulation patterns in a mountainous catchment in south-eastern Germany. *Hydrology and Earth System Sciences* 11(4), pp. 1455-1468.
- Petrow, T., Zimmer, J. and Merz, B., 2009, Changes in the flood hazard in Germany through changing frequency and persistence of circulation patterns. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9(4), pp. 1409-1423.
- Pettitt, A.N., 1979, A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. *Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)* 28(2), pp. 126-135.
- Pujol, N., Neppel, L. and Sabatier, R., 2007, Regional tests for trend detection in maximum precipitation series in the French Mediterranean region. *Hydrological Sciences Journal* 52(5), pp. 956-973.
- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L. and Morel, S., 2008, Analysis of near-surface atmospheric variables: validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 47(1), pp. 92-107.
- R Core Team, 2016, *R: A Language and Environment for Statistical Computing*, R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Rao, A.R. and Srinivas, V.V., 2006a, Regionalization of watersheds by fuzzy cluster analysis. *Journal of Hydrology* 318(1), pp. 57-79.
- Rao, A.R. and Srinivas, V.V., 2006b, Regionalization of watersheds by hybrid-cluster analysis. *Journal of Hydrology* 318(1), pp. 37-56.
- Razavi, T. and Coulibaly, P., 2013, Streamflow Prediction in Ungauged Basins: review of regionalization methods. *Journal of Hydrologic Engineering* 18(8), pp. 958-975.
- Razavi, T. and Coulibaly, P., 2016, Improving streamflow estimation in ungauged basins using a multi-modelling approach. *Hydrological Sciences Journal* 61(15), pp. 2668-2679.

- Reed, D.W., Jakob, D., Robson, A.J., Faulkner, D.S. and Stewart, E.J., 1999, Regional frequency analysis: A new vocabulary. IAHS-AISH publication (255), pp. 237-243.
- Réménieras, G., 1986, L'hydrologie de l'ingénieur. Eyrolles, Paris, 1986.
- Renard, B., Lang, M., Bois, P., Dupeyrat, A., Mestre, O., Niel, H., Sauquet, E., Prudhomme, C., Parey, S., Paquet, E., Neppel, L. and Gailhard, J., 2008, Regional methods for trend detection: Assessing field significance and regional consistency. *Water Resources Research* 44(8), pp. 1-17.
- Ribatet, M., Sauquet, E., Grésillon, J.-M. and Ouarda, T.B.M.J., 2007a, A regional Bayesian POT model for flood frequency analysis. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 21(4), pp. 327-339.
- Ribatet, M., Sauquet, E., Grésillon, J.M. and Ouarda, T.B.M.J., 2007b, Usefulness of the reversible jump Markov chain Monte Carlo model in regional flood frequency analysis. *Water Resources Research* 43(8), pp. 1-14.
- Robinson, J.S. and Sivapalan, M., 1997a, An investigation into the physical causes of scaling and heterogeneity of regional flood frequency. *Water Resources Research* 33(5), pp. 1045-1059.
- Robinson, J.S. and Sivapalan, M., 1997b, Temporal scales and hydrological regimes: Implications for flood frequency scaling. *Water Resources Research* 33(12), pp. 2981-2999.
- Robinson, J.S., Sivapalan, M. and Snell, J.D., 1995, On the relative roles of hillslope processes, channel routing, and network geomorphology in the hydrologic response of natural catchments. *Water Resources Research* 31(12), pp. 3089-3101.
- Robinson, M., Cognard-Plancq, A.L., Cosandey, C., David, J., Durand, P., Führer, H.W., Hall, R., Hendriques, M.O., Marc, V., McCarthy, R., McDonnell, M., Martin, C., Nisbet, T., O'Dea, P., Rodgers, M. and Zollner, A., 2003, Studies of the impact of forests on peak flows and baseflows: a European perspective. *Forest Ecology and Management* 186(1), pp. 85-97.
- Robson, A.J., Jones, T.K., Reed, D.W. and Bayliss, A.C., 1998, A study of national trend and variation in UK floods. *International Journal of Climatology* 18(2), pp. 165-182.
- Robson, A.J. and Reed, D.W., 1999, Flood Estimation Handbook, vol. 3 : Statistical Procedures for Flood Frequency Estimation. Wallingford, UK.
- Rogger, M., Pirkel, H., Viglione, A., Komma, J., Kohl, B., Kirnbauer, R., Merz, R. and Blöschl, G., 2012, Step changes in the flood frequency curve: Process controls. *Water Resources Research* 48.
- Rouhani, S. and Wackernagel, H., 1990, Multivariate geostatistical approach to space-time data-analysis. *Water Resources Research* 26(4), pp. 585-591.
- Samuel, J., Coulibaly, P. and Metcalfe, R.A., 2011, Estimation of continuous streamflow in Ontario ungauged basins: comparison of regionalization methods. *Journal of Hydrologic Engineering* 16(5), pp. 447-459.
- Samuel, J.M. and Sivapalan, M., 2008, Effects of multiscale rainfall variability on flood frequency: Comparative multisite analysis of dominant runoff processes. *Water Resources Research* 44(9).
- Sauquet, E., 2000, Une cartographie des écoulements annuels et mensuels d'un grand bassin versant structurée par la topologie du réseau hydrographique. Thèse de doctorat Mécanique des milieux géophysiques et environnement, Institut National Polytechnique de Grenoble, p. 400.
- Sauquet, E., 2006, Mapping mean annual river discharges: Geostatistical developments for incorporating river network dependencies. *Journal of Hydrology* 331(1-2), pp. 300-314.
- Sauquet, E., 2013, Analyse des régimes hydrologiques : quels apports à la gestion de l'eau ? Habilitation à Diriger les Recherches, Université de Grenoble, p. 228.

- Sauquet, E. and Catalogne, C., 2011, Comparison of catchment grouping methods for flow duration curve estimation at ungauged sites in France. *Hydrology and Earth System Sciences* 15(8), pp. 2421-2435.
- Sauquet, E., Gottschalk, L. and Krasovskaia, I., 2008a, Estimating mean monthly runoff at ungauged locations: an application to France. *Hydrology Research* 39(5-6), pp. 403-423.
- Sauquet, E., Gottschalk, L. and Leblois, E., 2000, Mapping average annual runoff: a hierarchical approach applying a stochastic interpolation scheme. *Hydrological Sciences Journal* 45(6), pp. 799-815.
- Sauquet, E., Javelle, P. and Le Clerc, S., 2003, Description des régimes hydrologiques des hautes-eaux : nouvelle formulation pour l'analyse en débit-durée-fréquence et applications en ingénierie. *Ingénieries - E A T* (34), pp. 3 - 15.
- Sauquet, E., Ramos, M.-H., Chapel, L. and Bernardara, P., 2008b, Streamflow scaling properties: investigating characteristic scales from different statistical approaches. *Hydrological Processes* 22(17), pp. 3462-3475.
- Shu, C. and Burn, D.H., 2004, Artificial neural network ensembles and their application in pooled flood frequency analysis. *Water Resources Research* 40(9), pp. 1-10.
- Shu, C. and Ouarda, T.B.M.J., 2008, Regional flood frequency analysis at ungauged sites using the adaptive neuro-fuzzy inference system. *Journal of Hydrology* 349(1), pp. 31-43.
- Sivapalan, M., 2003, Prediction in ungauged basins: a grand challenge for theoretical hydrology. *Hydrological Processes* 17(15), pp. 3163-3170.
- Sivapalan, M., 2005, *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, John Wiley & Sons, Ltd, pp. 193-219.
- Sivapalan, M., Beven, K. and Wood, E.F., 1987, On hydrologic similarity: 2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resources Research* 23(12), pp. 2266-2278.
- Sivapalan, M., Blöschl, G., Merz, R. and Gutknecht, D., 2005, Linking flood frequency to long-term water balance: Incorporating effects of seasonality. *Water Resources Research* 41(6), pp. 1-17.
- Skoien, J.O. and Blöschl, G., 2007, Spatiotemporal topological kriging of runoff time series. *Water Resources Research* 43(9).
- Skoien, J.O., Merz, R. and Blöschl, G., 2006, Top-kriging - geostatistics on stream networks. *Hydrology and Earth System Sciences* 10(2), pp. 277-287.
- Smith, J.A., 1992, Representation of basin scale in flood peak distributions. *Water Resources Research* 28(11), pp. 2993-2999.
- St-Hilaire, A., Ouarda, T.B.M.J., Lachance, M., Bobée, B., Gaudet, J. and Gignac, C., 2003, Assessment of the impact of meteorological network density on the estimation of basin precipitation and runoff: a case study. *Hydrological Processes* 17(18), pp. 3561-3580.
- Stahl, K., Hisdal, H., Hannaford, J., Tallaksen, L.M., van Lanen, H.A.J., Sauquet, E., Demuth, S., Fendekova, M. and Jódar, J., 2010, Streamflow trends in Europe: evidence from a dataset of near-natural catchments. *Hydrology and Earth System Sciences* 14(12), pp. 2367-2382.
- Stedinger, J.R. and Tasker, G.D., 1985, Regional Hydrologic Analysis: 1. Ordinary, Weighted, and Generalized Least Squares Compared. *Water Resources Research* 21(9), pp. 1421-1432.
- Stedinger, J.R., Vogel, R.M. and Foufoula-Georgiou, E., 1993, *Handbook of Hydrology*. Maidment, D.R. (ed), New York : McGraw-Hill pp. 1-66.
- Struthers, I. and Sivapalan, M., 2007, A conceptual investigation of process controls upon flood frequency: role of thresholds. *Hydrology and Earth System Sciences* 11(4), pp. 1405-1416.
- Sui, J. and Koehler, G., 2001, Rain-on-snow induced flood events in Southern Germany. *Journal of Hydrology* 252(1-4), pp. 205-220.
- Svensson, C., Hannaford, J., Kundzewicz, A.W. and Marsh, T.J., 2006, Trends in river floods: why is there no clear signal in observations? Tchiguuirinskaia, I., Thein, K.N.N. and Hubert, P. (eds), pp. 1-18, IAHS, UNESCO, Paris.

- Tallaksen, L.M. and Lanen, H.A.J.v., 2004, Hydrological drought : processes and estimation methods for streamflow and groundwater. Elsevier, Amsterdam; Boston.
- Tasker, G.D., 1980, Hydrologic regression with weighted least squares. *Water Resources Research* 16(6), pp. 1107-1113.
- Tasker, G.D., 1982, Comparing methods of hydrologic regionalisation. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 18(6), pp. 965-970.
- Tasker, G.D., Hodge, S.A. and Barks, C.S., 1996, Region of influence regression for estimating the 50-year flood at ungaged sites. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 32(1), pp. 163-170.
- Thomas, D.M. and Benson, M.A., 1970, Generalization of streamflow characteristics from drainage-basin characteristics. Report, p. 55
- Todorovic, P., 1978, Stochastic models of floods. *Water Resources Research* 14(2), pp. 345-356.
- Velázquez, J.A., Anctil, F. and Perrin, C., 2010, Performance and reliability of multimodel hydrological ensemble simulations based on seventeen lumped models and a thousand catchments. *Hydrology and Earth System Sciences* 14(11), pp. 2303-2317.
- Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M. and Soubeyroux, J.-M., 2010, A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology* 30(11), pp. 1627-1644.
- Viglione, A. and Blöschl, G., 2009, On the role of storm duration in the mapping of rainfall to flood return periods. *Hydrology and Earth System Sciences* 13(2), pp. 205-216.
- Viglione, A., Chirico, G.B., Komma, J., Woods, R., Borga, M. and Blöschl, G., 2010a, Quantifying space-time dynamics of flood event types. *Journal of Hydrology* 394(1), pp. 213-229.
- Viglione, A., Chirico, G.B., Woods, R. and Blöschl, G., 2010b, Generalised synthesis of space-time variability in flood response: An analytical framework. *Journal of Hydrology* 394(1), pp. 198-212.
- Viglione, A., Laio, F. and Claps, P., 2007, A comparison of homogeneity tests for regional frequency analysis. *Water Resources Research* 43(3), pp. 1-10.
- Vogel, R., Wilson, I. and Daly, C., 1999, Regional regression models of annual streamflow for the United States. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 125(3), pp. 148-157.
- Vogel, R.M. and Kroll, C.N., 1991, The value of streamflow record augmentation procedures in low-flow and flood-flow frequency analysis. *Journal of Hydrology* 125(3), pp. 259-276.
- Wardrop, D.H., Bishop, J.A., Easterling, M., Hychka, K., Myers, W., Patil, G.P. and Taillie, C., 2005, Use of landscape and land use parameters for classification and characterization of watersheds in the mid-Atlantic across five physiographic provinces. *Environmental and Ecological Statistics* 12(2), pp. 209-223.
- Waseem, M., Ajmal, M. and Kim, T.-W., 2015, Ensemble hydrological prediction of streamflow percentile at ungaged basins in Pakistan. *Journal of Hydrology* 525, pp. 130-137.
- Wasson, J.G., Chandesris, A., Pella, H. and Blanc, L., 2001, Définition des hydro-écorégions françaises métropolitaine : approche régionale de la typologie des eaux courantes et éléments pour la définition des peuplements de référence d'invertébrés. Rapport d'étude, Cemagref, p. 190
- Wasson, J.G., Chandesris, A., Pella, H. and Blanc, L., 2004, Les hydro-écorégions : une approche fonctionnelle de la typologie des rivières pour la Directive cadre européenne sur l'eau. *Ingénieries - E A T* (40), pp. 3-10.
- Waylen, P. and Woo, M.-k., 1982, Prediction of annual floods generated by mixed processes. *Water Resources Research* 18(4), pp. 1283-1286.
- Wiltshire, S.E., 1985, Grouping basins for regional flood frequency analysis. *Hydrological Sciences Journal* 30(1), pp. 151-159.
- Wiltshire, S.E., 1986, Regional flood frequency analysis I: Homogeneity statistics. *Hydrological Sciences Journal* 31(3), pp. 321-333.

- WMO, 2012, International Glossary of Hydrology. Secretariat of the World Meteorological Organization, Geneva.
- Wolman, M.G. and Miller, J.P., 1960, Magnitude and Frequency of Forces in Geomorphic Processes. *The Journal of Geology* 68(1), pp. 54-74.
- Wood, E.F., 1976, Analysis of effects of parameter uncertainty in deterministic hydrologic models. *Water Resources Research* 12(5), pp. 925-932.
- Woods, R. and Sivapalan, M., 1999, A synthesis of space-time variability in storm response: Rainfall, runoff generation, and routing. *Water Resources Research* 35(8), pp. 2469-2485.
- Zehe, E. and Blöschl, G., 2004, Predictability of hydrologic response at the plot and catchment scales: Role of initial conditions. *Water Resources Research* 40(10), pp. 1-21.
- Zehe, E. and Sivapalan, M., 2009, Threshold behaviour in hydrological systems as (human) geoecosystems: manifestations, controls, implications. *Hydrology and Earth System Sciences* 13(7), pp. 1273-1297.
- Zumstein, J.-F. and Gille, E., 1989, Atlas : lithologie, perméabilité et sensibilité à la pollution des formations affleurantes du bassin Rhin-Meuse / Agence de l'eau Rhin-Meuse Atlas de la lithologie et de la perméabilité du Bassin Rhin-Meuse. Agence de l'Eau Rhin-Meuse, Moulins-lès-Metz.
- Zuur, A.F., Ieno, E.N. and Elphick, C.S., 2010, A protocol for data exploration to avoid common statistical problems. *Methods in Ecology and Evolution* 1(1), pp. 3-14.

Annexes

Annexe I - Liste des stations hydrométriques mises à disposition par la Division Technique Générale EDF

X (L93) et Y(L93) : coordonnées géographiques exprimées dans le système de projection Lambert 93

Code	Nom de la station	Années	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)
Q0005_DN	Le Pleyne à Fond de France	1983-2013	941030	6469209	12.4
Q0027_DN	La Bourne aux Jarrands	1983-2013	898307	6446135	180
Q0034_DN	La Vernaison à Pont en Royans	1983-2013	884397	6442706	281
Q0057_DN	La Souloise à l'Infernet	1983-2013	929853	6408323	160
Q0105_DN	La Romanche à Chambon Amont	1986-2013	950575	6442690	220
Q0106_DN	La Sarenne à Huez les Moulins	1986-2004	942118	6447356	28.2
Q0111_DN	Le Vénéon aux Etages	1983-2013	952878	6430927	103
Q0127_DN	Le Ruisseau de Vaulnaveys aux Allas	1981-1998	918253	6445876	43
Q0130_DN	L'Eau d'Olle à la Pernière	1983-1985	937222	6451835	172
Q0157_DN	La Durance à la Clapière	1983-2013	976535	6390314	2170
Q0159_DN	L'Ubaye à Roche Rousse	1983-2013	970459	6378152	946
Q0168_DN	La Durance à Briançon Aval	1983-2013	985920	6428317	548
Q0171_DN	Le Guil à Montdauphin	1986-2007	986523	6403105	725
Q0230_DN	La Méouge	1984-2013	923189	6357173	221
Q0233_DN	L'Aigues à Pont de la Tune	1987-2006	882873	6373323	473
Q0235_DN	Le Jabron à Piedguichard	1994-2013	922112	6344685	89
Q0251_DN	Le Verdon à Colmars	1984-2013	989638	6349092	158
Q0252_DN	L'Issole à Pont de Mourefrey	1997-2013	980886	6328122	137
Q0277_DN	L'Asse à la Clue de Chabrières	1984-2013	960759	6329484	375
Q0309_DN	La Tinée à Saint Etienne de Tinée	1988-2007	1012900	6359436	120
Q0315_DN	La Tinée à Pont de la Belloire	1983-1992	1013959	6357980	167
Q0505_DI	La Durance à Pont de Mallemort	1999-2008	875111	6295831	14000
Q1146_DN	Le Gave de Cauterets à Cauterets	1983-1996	445576	6204721	134.5
Q1250_DN	La Neste de Cap de Long à Edelweiss	1983-2013	464070	6194871	5
Q1460_DN	Le Salat à Pont de Lacourt	1983-2013	550940	6206574	604
Q1584_DN	L'Artigue à Cibelle	1983-2013	570255	6180177	23.8
Q2207_DN	La Santoire à Condat la Roche Pointue	1983-2013	680674	6470462	172
Q2521_DN	Le Lander à Saint Georges	1983-2013	709847	6435011	310
Q2653_DN	Le Lot à Bramonas	1984-2013	733707	6375749	465
Q3012_DN	L'Arveyron de la Mer de Glace à Bois du Bouchet	1984-2013	983837	6544619	78
Q3064_DN	Le Foron à Taninges	1985-1998	977575	6562896	57
Q3104_DN	Le Fier à Thones	1984-2013	956689	6537416	148
Q3118_DN	Le Fier à Argonay	1984-2013	944000	6542232	410
Q3302_DN	L'Isère à Val d'Isère	1984-2013	1011530	6490928	46
Q3315_DN	Le Torrent de Pissevieille à Pissevieille	1983-1999	998204	6507502	15
Q3366_DN	Le Doron de Belleville au Bettaix	1984-2013	976821	6477933	66.7
Q3471_DN	La Bissorte à Bissorte-Amont	1983-1996	979792	6457278	13.6
S.PONH_D	Centrale de Serre Ponçon, apports naturels reconstitués	2009-2013	960251	6379866	3580

Annexe II - Exemples de stations exclues de la primo-sélection

Code	Nom de la station	Commentaire
A3750010	Le Rhin à Lauterbourg	Station hors du domaine d'étude France entière (Allemagne)
A1402020	La Thur à Wildenstein	BV<8 km ²
A7642010	La Petite Seille à Château-Salins	Station présentant des débits journaliers constants de fin 2008 à fin 2013 (valeur très forte de 9430 l/s quasi chaque jour sur la série)
H2323810	Le Borsin à Savigny-en-Terre-Plaine	BV<8 km ²
H2434710	La Douix de Darcey à Darcey	BV<8 km ²
H2463710	La Fosse Dionne [source] à Tonnerre	source
H3113310	Le ru du Four à Saint-Fargeau [Ronchères]	BV<8 km ²
H3113320	Le ru du Four à Saint-Fargeau [Les Perrioux]	BV<8 km ²
H5723210	Le Fossé Rognon à Doue [Mélarchez]	BV<8 km ²
H5723211	Le Fossé Rognon à Doue [Mélarchez, ultrasons]	BV<8 km ²
H5726510	Le ru de Choqueuse à Saint-Cyr-sur-Morin [Goins]	BV<8 km ²
H5726520	Le ru de Choqueuse à Jouarre [Choqueuse]	BV<8 km ²
H5726610	Le ru des Quatre-Cent à Doue [Les Quatre Cents]	BV<8 km ²
H7061010	L'Oise à Origny-Sainte-Benoite	Station présentant des débits journaliers constants de fin 2002 à fin 2013 (valeur très forte de 41,7 m ³ /s quasi chaque jour sur la série)
H7061012	L'Oise à Origny-Sainte-Benoite [+ rigole]	Station présentant des débits journaliers constants de 2002 à 2012 (valeur de 46,4 m ³ /s quasi chaque jour sur la série)
I0034110	Le Val de Launay à Glos-la-Ferrière	BV<8 km ²
I2324861	La rivière Petite Plaine à Pointe-Noire	Station située en Guadeloupe (coordonnées erronées)
I7001040	La Sienne à Saint-Sever-Calvados [La Croix du Rocher]	BV<8 km ²
J2213110	Le Guic à Guerlesquin [Kerret]	BV<8 km ²
J4214510	Le Langelin à Briec [Pont D 72]	BV<8 km ²
J5618320	Le Fremeur à Pluméliau	BV<8 km ²
K2774010	L'Ambène à Charbonnières-les-Varennes [Beaunit]	BV<8 km ²
K3206010	Le Ceyssat à Ceyssat	BV<8 km ²
K7897809	L'Indre à Ardentes [Formation station 9]	station d'exercice pour formation station HYDRO
K7897815	L'Indre à Aigurande [formation rive gauche de basso]	station d'exercice pour formation station HYDRO + BV<8 km ²
K7897859	L'Indre à Ardentes [Sauvegarde ne pas Toucher]	station d'exercice pour formation station HYDRO
K7897899	L'Indre à Ardentes [Sauvegarde ne pas Toucher]	station d'exercice pour formation station HYDRO
K9321815	L'Arroux à Étang-sur-Arroux [Station exercice]	station d'exercice pour formation HYDRO, info redondante avec l'Arroux à Etang-sur-Arroux [Pont du Tacot] (K1321810) (même localisation, même S)

Annexe III - Exemples de stations détectées par les tests de stationnarité et expertisées dans la procédure de constitution de l'échantillon de référence

Légende

R : rupture détectée

T : tendance détectée

Années : Etendue de la chronique totale des données à pas de temps variable

Portée de l'analyse :

- Totale : analyse sur la chronique entière
- 1970 : analyse depuis 1970
- 1980 : analyse depuis 1980

Code	Nom de la station	Années	Portée de l'analyse			Commentaires	Décision
			Totale	1970	1980		
A1050310	L'III à Altkirch	1962-2013	R	R		Réserve sur les années 1986 à 1990 ; la rupture disparaît depuis 1980 ; évolution cohérente avec celle des stations voisines : le Thalbach à Wittersdorf (A1072010) d=3 km et la Largue à Dannemarie (A1122010) d=10 km	Conservation
A1150200	La Largue à Spechbach-le-Bas	2000-2013	R	R	R	RAS dans les métadonnées ; Test sur 14 ans	Conservation
A1222010	La Doller à Masevaux	1962-1999		R		RAS dans les métadonnées ; rupture uniquement depuis 1970 ; réserve sur les années de 1966 à 1972 (non exploitées dans cette étude) ; évolution cohérente avec celle des stations voisines : la Doller à Sewen (A1202020 et A1202030) d=9 km et l'III à Ensisheim (A1310310) d=28 km	Conservation
A2023030	La Petite Fecht à Stosswehr [Village]	1976-2013			T	RAS dans les métadonnées ; tendance uniquement depuis 1980 ; cohérent avec l'évolution de la Fecht à Wintzenheim (A2042010) d=9 km et la Fecht à Turckheim (A2040100) d=13 km	Conservation
A2073010	Le Strengbach à Ribeauvillé	1971-2003			R	Rupture uniquement depuis 1980 ; la crue de 1989 apparaît bien moins marquée que celle de 1982, à la différence des stations voisines dans un rayon de 10 km	Conservation sous réserve
A2122010	La Weiss à Kaysersberg [Fréland-Gare]	1965-2007		R + T		Tendance et rupture qui n'apparaissent qu'à partir de 1970 ; réserve sur l'année 1973 (non exploitée dans cette étude) dont le débit max annuel semble faible par comparaison à d'autres stations voisines (rayon de 20 km)	Conservation
A2860112	La Bruche à Oberschaefolsheim	1973-1995	T	T		Tendance qui disparaît depuis 1980 ; évolution cohérente avec celle des stations voisines : l'Ehn à Niedernai (A2612010) d=17 km et la Mossig à Sultz-les-Bains (A2842010) d=13 km	Conservation
A4020610	La Moselle à Fresse-sur-Moselle	1982-2013	T	T	T	Tendance sous l'effet de 3 crues marquées en début de chronique (1986, 1989 et 1994) ; chronique supprimée jusqu'en ~1982 ; évolution cohérente avec celle des stations voisines : la Moselle à Rupt-sur-Moselle (A4050620) d=9 km et la Cleurie à Cleurie (A4173010) d=22 km	Conservation

Code	Nom de la station	Années	Portée de l'analyse			Commentaires	Décision
			Totale	1970	1980		
A4632010	L'Avière à Frizon	1971-2013	R + T	R + T		Tendance et rupture disparaissant à partir de 1980 et qui s'expliquent par une période de débits validés douteux jusqu'en 1981 ; cette période est caractérisée par des max annuels faibles, ne dépassant pas 30 m ³ /s ; chronique supprimée jusqu'en 1981	Conservation
A5422010	Le Brenon à Autrey	1969-2007	R + T	R + T	R + T	Hausse quasi-continue des max annuels, pas d'évolution similaire sur les stations voisines	Exclusion
A6221010	La Meurthe à Azerailles	1984-2007	R + T	R + T	R + T	Hausse quasi-continue des max annuels/débits faibles avant 1995 non visibles sur stations voisines : (A6232010 et A6311010 d=5km)	Exclusion
A6232010	La Plaine à Raon-l'Étape [La Trouche]	1983-2013	R + T	R + T	R + T	Cohérent avec la Meurthe à Baccarat A6311010 (d=10km)	Conservation
A6953010	L'Amézule à Lay-Saint-Christophe	1971-2005	R + T	R + T		Tendance et rupture disparaissant à partir de 1980 et qui s'expliquent par une période de débits validés douteux jusqu'en 1985 ; 50% d'années provisoires ou invalidées ; chronique supprimée jusqu'en 1985	Conservation sous réserve
A7122010	L'Esch à Jezainville	1971-2013			T	Débits validés douteux jusqu'en 1985 ; la tendance n'apparaît que depuis 1980 et est liée à la présence de la valeur la plus forte de la chronique entière en 1983 ; tendance à la baisse également observée sur le Rupt de Mad à Onville (A7352010) d=17 km ; l'évolution est aussi cohérente celle de la Seille à Metz (A7881010) d= 28 km	Conservation sous réserve
A7352010	Le Rupt de Mad à Onville	1970-2013			R + T	Débits validés douteux jusqu'en 1985 ; la tendance et la rupture n'apparaissent que depuis 1980 et sont liées à la présence de valeurs fortes en début de chronique (1982, 1989, 1993 et 1996) ; tendance à la baisse également observée sur l'Esch à Jezainville (A7122010) d=17 km ; l'évolution est aussi cohérente celle de la Seille à Metz (A7881010) d=20 km ;	Conservation sous réserve
A8071010	L'Orne à Boncourt	1967-2013	R		T	La tendance est liée à la présence d'une valeur forte en début de chronique (1981) ; cohérent avec l'Orne à Rosselange (A8431010) d=20 km en aval et le ruisseau de Vaux à Morgemoulin (A8006210) d=19 km en amont	Conservation
A8431010	L'Orne à Rosselange	1967-2013		R + T	R + T	La tendance et la rupture sont liées à la présence de valeurs fortes en début de chronique (1981, 1989) ; cohérent avec l'Orne à Boncourt (A8071010) d=20 km en amont	Conservation
A8902010	L'Alzette à Audun-le-Tiche	1972-2007	R	R		40% d'années non validées bonnes et 20% d'années incomplètes ; pas d'évolution similaire sur les stations voisines dans un rayon de 30 km	Exclusion
A9001050	La Sarre Blanche à Laneuveville-lès-Lorquin	1981-2013	R	R	R	Quasiment aucune année validée bonne ; station reprise par la DREAL en 2012 (Service de Navigation de Strasbourg jusqu'au 31/12/2011)	Exclusion
A9532010	La Rosselle à Forbach [Petite-Rosselle]	1987-2006	R + T	R + T	R + T	80% des années ne sont pas "validées bonnes", acquiert un comportement de nappe dans les années 2000...	Exclusion
A9612010	La Bisten à Creutzwald	1980-2013	R	R	R	Valeurs fortes en début de chronique : 1986 et en 1996 (cohérentes avec les stations voisines dans un rayon de 30 km) ; à partir de 2007 les données sont provisoires (valeurs trop faibles?)	Conservation sous réserve

Annexe IV - Exemples de stations atypiques au sens des L-moments et expertisées dans la procédure de constitution de l'échantillon de référence

Années : Etendue de la chronique totale des données à pas de temps variable

Code	Nom de la station	Années	Commentaires	Décision
A3250210	Le Falkensteinbach à Gundershoffen	2002-2013	Test sur 11 ans ; RAS dans les métadonnées ; pas de code S sur la chronique mais forte présomption de débits de crue fortement "seuillés" avant Q5	Exclusion
A3501010	La Moder à Drusenheim	2002-2013	Test sur 13 ans ; RAS dans les métadonnées ; écrêtement important du débit dans la plaine d'Alsace ; évolution cohérente avec celle de la Moder à Schweighouse-sur-Moder (A3301010) d=17 km	Conservation
A9737310	L'Elvon à Bazoncourt	1981-1992	Test sur 11 ans ; RAS dans les métadonnées ; la moitié des années sont validés douteuses ou invalidées ; pas d'évolution similaire sur les stations voisines	Exclusion
B5172010	La Bar à Cheveuges	1970-2013	RAS dans les métadonnées ; une valeur très importante enregistrée en mars 2002 déséquilibre l'échantillon ; évolution non cohérente avec celle des stations voisines qui affichent un évènement important en janvier 2002 (ex : crue centennale de la Meurthe) http://www.lorraine.ecologie.gouv.fr/IMG/pdf/cruces-janvier-2002.pdf	Exclusion
E6351420	La Somme à Ham [Estouilly]	1996-2013	Test sur 14 ans ; RAS dans les métadonnées ; toutes les années sont "provisoires" ; chronique morcelée mais évolution cohérente avec celle de l'Avre à Moreuil (E6406010)	Conservation sous réserve
H1051020	L'Aube [partielle] à Longchamp-sur-Aujon [Outre Aube]	1970-2011	RAS dans les métadonnées ; évolution cohérente avec celle de l'Aube à Bar-sur-Aube (H1201010) d=9 km	Conservation
H2083110	La Druyes à Surgy	1970-2009	RAS dans les métadonnées ; à partir de 2000 l'évolution n'est plus cohérente avec celle des stations voisines ; le pic de crue de 2001 n'est notamment pas observé ; les débits sont douteux avant 1985	Exclusion
H2142020	La Cure à Saint-Père	1989-2004	RAS dans les métadonnées ; aucune année validée bonne ; seules 5 années sont complètes ; station présentant des débits de crue "seuillés" en 1989, 1990, 1997, 1998, 1999, 2000, 2001, 2003 et 2004	Exclusion
H2433190	L'Ozerain à Hauteroche	2000-2013	Test sur 13 ans ; RAS dans les métadonnées ; évolution cohérente avec celles de la Brenne à Brain (H2422310) d=6 km et celle de l'Oze à Darcey (H2434010) d=6 km	Conservation
H5071050	La Marne à Mussey-sur-Marne	2001-2013	Test sur 13 ans ; RAS dans les métadonnées ; évolution cohérente avec celle de la station aval de la Marne à Chamouilly (H5071040) d=27 km ; station présentant des débits de crue "seuillés" (215 m ³ /s) en 2011 et 2013, peut-être même en 2003	Exclusion
H5321010	La Marne à la Ferté-sous-Jouarre	1993-2013	RAS dans les métadonnées ; évolution cohérente avec celle de la station aval de la Marne à Gournay-sur-Marne (H5841020) d=41 km à partir de 1999 ; réserve sur les années 1995 à 1998 (incomplètes et/ou provisoires)	Conservation sous réserve
H6021020	L'Aisne à Verrières	1997-2013	Test sur 15 ans ; RAS dans les métadonnées ; évolution cohérente avec celle de l'Ante à Châtrices (H6023210) d=2 km ; une discordance est également observée sur l'Auve à Dommartin-Dampierre (H6033210) d=7 km	Conservation
H6033210	L'Auve à Dommartin-Dampierre	1993-2013	Test sur 15 ans ; RAS dans les métadonnées ; évolution cohérente avec celle de l'Ante à Châtrices (H6023210) d=2 km ; une discordance est également observée sur l'Aisne à Verrières (H6021020) d=7 km	Conservation

Code	Nom de la station	Années	Commentaires	Décision
H7413210	La Divette à Passel	1971-2013	RAS dans les métadonnées ; aucune année validée bonne ; non-stationnaire ; débits de crue "seuillés" sur deux épisodes de 2001	Exclusion
H8002010	L'Epte à Saumont-la-Poterie [La Bellière]	1989-2006	RAS dans les métadonnées ; les 5 principales crues correspondent à celles de l'Epte à Fourges (H8042010) d=18 km ; évolution cohérente avec celle de l'Andelle à Rouvray-Catillon (H8202010) d=7 km	Conservation
H9913010	Le Cailly à Fontaine-le-Bourg [Grand-Tendos]	1985-2013	RAS dans les métadonnées ; évolution cohérente avec celle de la station aval du Cailly à Notre-Dame-de-Bondeville (H9913020) d=10 km ; une discordance est également observée sur le Cailly à Cailly (H6021030) d=7 km et l'Austreberthe à Saint-Paër (H9923020) d=16 km	Conservation
H9913030	Le Cailly à Cailly [Cailly]	1998-2013	Test sur 15 ans ; RAS dans les métadonnées ; évolution cohérente avec celle de la station aval du Cailly à Fontaine-le-Bourg (H9913010) d=7 km ; une discordance est également observée sur le Cailly à Fontaine-le-Bourg (H9913010) d=7 km et l'Austreberthe à Saint-Paër (H9923020) d=16 km	Conservation
H9923010	L'Austreberthe à Duclair [Bas Aulnay]	1965-1999	Métadonnées : "Station déplacée en raison d'un mauvais contrôle en crue. (Pont se mettant en charge.) La station de St-Paër située environ 3 km en amont ne peut être considérée comme une station de remplacement.(Débits inférieurs.)"	Exclusion
H9923020	L'Austreberthe à Saint-Paër	1997-2013	Test sur 12 ans ; RAS dans les métadonnées ; non-stationnaire mais RAS selon le gestionnaire ; évolution cohérente avec celle du Cailly à Notre-Dame-de-Bondeville (H9913020) d=9 km ; une discordance est également observée sur le Cailly à Cailly (H6021030) d=23 km et le Cailly à Fontaine-le-Bourg (H9913010) d=15 km	Conservation sous réserve
I2213610	L'Ancre à Cricqueville-en-Auge	1972-2013	RAS dans les métadonnées ; les années sont validées bonnes ; comparaison difficile avec les stations voisines (superficies et/ou périodes d'observation différentes)	Conservation sous réserve
I3113010	L'Udon à Écouché	1997-2013	RAS dans les métadonnées ; l'ensemble de la chronique est "validée bonne" ; évolution cohérente avec celle de la Dive à Saint-Lambert-sur-Dive (I2001010) d=19 km	Conservation
K0100023	La Loire à Goudet [station calcul]	1981-2006	RAS dans les métadonnées ; les années sont validées bonnes ; comparaison difficile avec les stations voisines (périodes d'observation différentes)	Conservation sous réserve
K0258010	Le Dolaizon à Vals-près-le-Puy [Les Vigneaux]	2001-2013	Test sur 12 ans ; RAS dans les métadonnées ; toutes les années sont "provisoires" ; évolution cohérente avec celle de la Borne occidentale à Saint-Paulien (K0243010) d=12 km	Conservation sous réserve
K0274010	La Sumène à Blavozy	1997-2011	Test sur 12 ans ; Métadonnées : "Remplacée par K0274020 Blavozy (bourg) " ; 50% d'années incomplètes ; pas d'évolution similaire sur les stations voisines (période 1998-2002 douteuse) ; débits de crue "seuillés" en 2003	Exclusion
K1314010	Le Mesvrin à Mesvres [Le Mousseau]	1996-2013	RAS dans les métadonnées ; les années sont "validées bonnes" ; évolution cohérente avec celle de la Selle à la Celle-en-Morvan (K1284810) d=16 km ; la station présente un seuil en 2004 sur une valeur forte extrême de la chronique	Exclusion
K1775510	L'Andarge à Diennes-Aubigny [Les Pérats]	1968-1999	RAS dans les métadonnées ; non-stationnaire (avant 1980) mais évolution cohérente avec celles de l'œuvre à la Ferneté (K1914510) d=16 km avec la même tendance à la hausse et celle de la Nièvre d'Arzembouy à Poiseux (K1954010) d=33 km	Conservation sous réserve
K1954010	La Nièvre d'Arzembouy à Poiseux [Poisson]	1970-2013	RAS dans les métadonnées ; non-stationnaire ; doute sur la période 1995-2003	Exclusion
K2240820	L'Allier à Prades [Cristal aval pont amont Seuges]	2002-2013	Test sur 11 ans ; métadonnées : "station Cristal à l'aval de la station existante, crée pour problèmes transmission et remplacera PRADES 1" ; évolution cohérente avec celle de la station aval de l'Allier à Langeac (K2300810) d=13 km	Conservation

Annexe V - Liste des stations de l'échantillon final et utilisées pour les estimations par formulations empiriques

Les **965 stations** utilisées pour les estimations par formulations empiriques figurent en grisé

X (L93) et Y(L93) : coordonnées géographiques exprimées dans le système de projection Lambert 93 après éventuelle correction par Hydrodem

S (km²) : superficie du bassin après éventuelle correction par Hydrodem

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
A0220200	Le Lertzbach à Hégenheim	1040354	6727980	16.25	0.12	0.53	3.54	2.492	1993-2013
A1050310	L'III à Altkirch	1018298	6733837	241	1.04	2.82	35.498	19.862	1980-2013
A1072010	Le Thalbach à Wittersdorf	1020953	6733353	76.25	0.83	3.12	7.748	7.088	1980-2013
A1080330	L'III à Didenheim	1022732	6744066	668.5	1.25	3.56	93.704	38.573	1980-2013
A1122010	La Largue à Dannemarie	1008750	6731750	126.25	0.96	2.63	22.844	13.627	1980-2007
A1122020	La Largue à Friesen	1012270	6726419	99.5	0.88	2.22	22.489	9.905	1996-2013
A1133010	Le Traubach à Traubach-le-Bas	1007978	6736263	23.5	0.42	1.33	7.275	2.952	1984-2001
A1150200	La Largue à Spechbach-le-Bas	1016814	6737568	260.5	0.83	2.46	52.399	20.986	2000-2013
A1202020	La Doller à Sewen [Lerchenmatt aval]	991750	6751794	8.5	0.83	2.25	10.45	4.505	1980-1991
A1202030	La Doller à Sewen [Village]	992358	6752380	21.25	1.04	3.35	19.415	10.084	1980-1999
A1202050	La Doller à Sewen [Lerchenmatt]	991035	6751648	8	0.92	3.12	6.943	2.431	1991-2013
A1222010	La Doller à Masevaux	999696	6748817	91	1.17	3.26	57.865	33.682	1980-1999
A1310310	L'III à Ensisheim	1024938	6760781	1094.5	1.71	5.35	136.566	54.921	1980-2013
A1320310	L'III à Oberhergheim	1026250	6767750	1375.75	2.42	6.58	153.258	66.195	1980-2000
A1350310	L'III à Colmar [Ladhof]	1026230	6787078	1943	2.67	8.37	159.184	59.985	1980-2013
A1436910	Le Wissbach à Willer-sur-Thur	1004986	6758006	22	1.88	5.52	3.997	1.828	1980-2001
A1462020	La Thur à Staffelfelden	1018922	6756028	249.75	2.25	7.25	59.712	25.331	1980-2001
A1462050	La Thur à Pulversheim	1020463	6757852	253.75	2.17	7.29	56.526	28.438	2001-2013
A1470030	L'III à Sundhoffen	1028250	6775750	1447	2.29	6.77	144.398	45.211	1997-2013
A1552020	La Lauch à Eguisheim	1020750	6775250	299.25	2.92	9.23	23.639	12.153	1980-1992
A1554020	L'Ohmbach à Westhalten [2]	1018409	6769814	41.75	0.42	1.27	4.249	3.655	1980-1994
A2012020	La Fecht à Muhlbach-sur-Munster	1004799	6777234	74.5	1.71	5.99	25.747	9.308	1980-2013
A2023030	La Petite Fecht à Stosswihr [Village]	1006144	6780352	45.25	1.21	4.97	11.873	5.724	1980-2013
A2035310	Le Krebsbach à Soultzbach-les-Bains	1013250	6779250	24	1.79	8.14	2.894	2.107	1980-1999
A2040100	La Fecht à Turckheim	1018059	6784718	236.25	1.92	7.37	40.074	19.831	1993-2013
A2042010	La Fecht à Wintzenheim [La Forge]	1015101	6782118	214.5	2.12	7.06	45.283	19.426	1980-2006
A2073010	Le Strengbach à Ribeauvillé	1019404	6797553	30.75	1.67	8.36	2.581	1.405	1980-2002
A2102010	La Weiss à Orbey [Faing]	1008250	6787750	18	0.29	2.33	2.448	0.903	1988-2000
A2113010	La Béhine à Lapoutroie	1010058	6791616	39.25	1.04	4.78	7.481	2.432	1983-2013
A2122010	La Weiss à Kaysersberg [Fréland-Gare]	1013309	6792394	118.25	1	4.25	20.339	8.966	1980-2006
A2332110	La Lièpvrette à Lièpvre	1018353	6805297	107.5	1.54	6.33	18.807	10.453	1980-2013
A2352020	Le Giessen à Sélestat [amont]	1030488	6806274	276.5	2.17	6.99	40.307	25.227	1980-2009

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
A2512010	L'Andlau à Andlau	1027187	6818681	44.25	0.92	4.72	6.293	3.421	1980-2013
A2612010	L'Ehn à Niedernai	1033433	6826349	54.25	0.29	1.18	6.591	3.256	1980-2013
A2702010	La Bruche à Saulxures	1007344	6819625	38.75	1.17	4.19	8.686	2.867	1980-2000
A2732010	La Bruche à Russ [Wisches]	1015610	6831268	225.75	1.67	5.89	51.389	25.687	1980-2013
A2842010	La Mossig à Soultz-les-Bains	1030989	6839708	165.75	1.25	6.44	9.232	4.839	1980-2013
A2860110	La Bruche à Holtzheim [2]	1041978	6838765	696.75	1.46	6.68	65.711	37.09	1995-2013
A2860112	La Bruche à Oberschaeffolsheim	1043382	6839963	732.25	2.5	8.88	82.131	40.557	1980-1995
A2932010	La Souffel à Mundolsheim	1048311	6848140	132.5	0.38	2.1	2.614	0.959	1980-2000
A3151010	La Moder à Schweighouse-sur-Moder [amont]	1046750	6868750	280	1.21	3.44	24.165	8.428	1980-2000
A3301010	La Moder à Schweighouse-sur-Moder [aval]	1047975	6868524	618.75	1.21	4.05	44.112	16.581	1980-2013
A3422010	La Zorn à Saverne [Schinderthal]	1018533	6856373	184.5	0.88	3.81	17.286	8.179	1980-2013
A3472010	La Zorn à Waltenheim-sur-Zorn	1040493	6859940	684.75	1.62	6.62	46.458	21.594	1983-2013
A3501010	La Moder à Drusenheim	1063787	6862642	1645	2.92	10.36	47.626	23.853	2002-2013
A3712010	La Sauer à Goersdorf [Liebfrauenthal]	1048178	6883731	194	0.79	3.73	8.84	4.161	1980-2000
A3792010	La Sauer à Beinheim	1071615	6874142	501	3.62	14.32	19.323	7.115	1981-2013
A3832010	Le Seltzbach à Niederroedern	1069852	6878894	203.5	0.96	3.45	25.737	12.996	1981-2013
A3902010	La Lauter à Wissembourg [Weiler]	1058235	6893741	277.75	1.42	9.61	6.843	2.364	1980-2013
A4020610	La Moselle à Fresse-sur-Moselle	983727	6758658	71.75	0.88	2.66	53.356	25.56	1982-2013
A4050620	La Moselle à Rupt-sur-Moselle	975264	6762987	150	1.38	4.47	77.451	27.216	1980-2013
A4142010	La Moselotte à Vagney [ancienne]	976815	6772661	187.5	1.33	4.01	93.281	20.201	1980-2006
A4173010	La Cleurie à Cleurie	974842	6778957	66	1	3.29	24.051	7.176	1980-2013
A4200620	La Moselle à Remiremont	968079	6774928	589.75	0.71	3.32	266.918	67.628	1993-2013
A4200630	La Moselle à Saint-Nabord [Noirgueux]	968882	6780227	620.75	1.42	4.46	271.183	95.728	1980-2011
A4250640	La Moselle à Épinal	956635	6790646	1206	1.54	5.35	351.975	123.111	1980-2013
A4333010	Le Neuné à Laveline-devant-Bruyères	978723	6793848	95.5	1.54	5.89	15.885	6.554	1986-2013
A4362030	La Vologne à Cheniménil	967972	6787507	355.75	2.79	10.75	57.337	22.051	1980-2013
A4632010	L'Avière à Frizon	949655	6804456	105.25	0.83	2.37	23.047	8.642	1980-2013
A5012010	L'Euron à Froville	949250	6824250	91.25	0.88	2.69	18.215	8.361	1980-2006
A5110610	La Moselle à Tonnoy	940617	6831176	1968.5	1.92	6.57	433.295	179.553	1980-2013
A5242010	Le Gite à Velotte-et-Tatignécourt	935544	6800210	115.25	1.25	3.26	21.888	6.495	1980-2013
A5261010	Le Madon à Mirecourt	932572	6805177	390.75	1	2.58	89.219	39.408	1980-2007
A5261020	Le Madon à Mirecourt [crues]	932509	6804944	387.5	1.29	3.05	76.885	32.148	1994-2013
A5431010	Le Madon à Pulligny	931085	6831819	951.25	1.75	4.67	159.914	54.547	1980-2013
A5500610	La Moselle à Pont-Saint-Vincent	928530	6838626	3069.75	1.83	6.34	520.856	221.836	1988-2013
A5622010	La Bouvade à Bicqueley	914750	6838250	71.25	1.21	11.03	10.695	6.727	1983-2007
A5723010	L'Ingressin à Toul	912152	6845723	55.25	0.62	2.24	3.84	2.18	1991-2004
A5730610	La Moselle à Toul	913234	6844978	3345.75	2.12	6.78	551.734	245.31	1980-2010
A6001010	La Meurthe à Fraize	997339	6794690	67.5	2.08	11.48	10.102	4.236	1983-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
A6051020	La Meurthe à Saint-Dié	993397	6805585	374.25	2	6.47	63.022	23.35	1980-2013
A6151030	La Meurthe à Raon-l'Étape	984750	6818250	726.5	2.67	8.92	97.104	36.952	1980-2013
A6232010	La Plaine à Raon-l'Étape [La Trouche]	986823	6819937	118.75	2.25	12.08	9.509	3.853	1983-2013
A6311010	La Meurthe à Baccarat	976357	6823095	934.5	1.67	9.11	103.371	58.697	1982-2013
A6431110	La Vezouze à Frémondville	985953	6838978	105.5	1.96	6.32	10.573	4.975	1990-2007
A6431120	La Vezouze à Blâmont	983380	6838881	112	1	3.64	14.189	9.258	1996-2013
A6443010	Le Vacon à Barbas	983261	6837561	35.25	0.58	1.73	14.481	6.137	1980-2006
A6541110	La Vezouze à Thiébauménil	967282	6837329	473	1.33	3.65	77.041	34.387	1992-2013
A6543010	Le ruisseau des Amis à Marainviller	967321	6839130	38.5	1.58	3.77	5.099	1.532	1984-2006
A6621210	La Mortagne à Sainte-Hélène	973334	6805765	100	1.29	5.75	10.397	4.169	1980-2009
A6701210	La Mortagne à Roville-aux-Chênes	967551	6813730	297.25	1.17	3.18	42.317	18.284	1992-2013
A6731220	La Mortagne à Gerbéviller	960351	6826568	500	1.42	4.28	63.032	28.88	1980-2013
A6761010	La Meurthe à Damelevières	949614	6834572	2324.5	2.46	8.71	255.896	109.981	1980-2013
A6812010	Le Sanon à Lagarde	973538	6849602	71.25	1.38	2.41	23.971	10.251	1983-2005
A6921010	La Meurthe à Laneuveville-devant-Nancy	941013	6843031	2783.25	2.62	10.34	260.821	106.522	1985-2013
A6941020	La Meurthe à Malzéville	933845	6850321	2925.75	2.88	9.89	286.956	117.772	1991-2013
A6953010	L'Amézule à Lay-Saint-Christophe	935098	6854399	84.5	1.08	3.12	14.336	5.574	1980-2005
A7010610	La Moselle à Custines	929289	6858931	6829.5	2.75	9.34	845.419	338.463	1980-2013
A7352010	Le Rupt de Mad à Onville	916621	6883245	362.75	1.5	5.21	39.105	19.297	1980-2013
A7581020	La Seille à Moyenvic	962094	6859329	356.75	3.75	11.89	22.825	9.031	1986-2013
A7701010	La Seille à Chambrey	953931	6859325	568.75	5.08	11.89	35.141	11.834	2002-2013
A7821010	La Seille à Nomeny	936617	6870197	930.5	6.17	19.09	53.953	25.423	1980-2013
A7881010	La Seille à Metz [pont Lothaire]	932748	6893663	1277.25	6.21	19.26	66.794	27.34	1980-2013
A7930610	La Moselle à Hauconcourt	932936	6907349	9407	3.5	11.57	894.811	364.84	1980-2011
A8006210	Le ruisseau de Vaux à Morgemoulin	888058	6906937	44.5	1.12	2.29	8.951	3.357	1984-2009
A8021010	L'Orne à Étain	891778	6904711	144.75	1.08	3.67	18.528	5.843	1997-2013
A8071010	L'Orne à Boncourt	906433	6899566	418.75	2.12	5.99	53.886	19.9	1980-2013
A8122000	L'Yron à Hannonville-Suzémont	907138	6892504	135.75	2.33	5.62	11.848	2.46	1998-2013
A8182010	L'Yron à Jarny [La Cartoucherie]	908744	6898921	382	1.33	4.28	69.154	29.941	1980-2002
A8322010	Le Woigot à Briey	913566	6909213	80.25	0.58	1.93	14.399	6.818	1980-2013
A8431010	L'Orne à Rosselange	923608	6910637	1282.75	2.08	6.94	133.794	57.618	1980-2013
A8500610	La Moselle à Uckange	930676	6917649	10837.75	3.17	12.56	935.106	372.276	1981-2012
A8612010	La Fensch à Florange [Maisons Neuves]	929179	6918865	78.75	1.62	16.68	7.721	1.964	1980-2002
A9013050	La Sarre Rouge à Vasperviller	999319	6845472	88.75	2.5	12.36	6.305	5.678	1981-2013
A9021010	La Sarre à Sarrebourg	997718	6856198	303.5	1.46	6.32	28.81	10.342	1995-2013
A9132050	L'Albe à Sarralbe [Rech]	993510	6883324	405.75	3.08	7.21	83.629	32.215	1980-2007
A9301010	La Sarre à Witting	1003217	6891676	1712.75	2.25	6.5	212.295	119.444	1996-2011
A9402110	L'Horn à Bousseviller	1026256	6901164	96	1.54	8.49	4.027	1.469	1989-2012
A9731210	La Nied Française à Ancerville	947336	6886293	326.5	2.58	6.09	33.584	18.955	2003-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
A9752010	La Nied Française à Condé-Northen [Pontigny]	949548	6899573	496.25	3.29	11.16	41.026	22.1	1981-2013
A9832010	La Nied Allemande à Faulquemont	965250	6888250	180	4.83	13.72	16.258	7.463	1984-2013
A9862010	La Nied Allemande à Varize	951369	6899166	370	3.5	9.44	35.591	15.137	1980-2013
A9942010	La Nied à Bouzonville	957370	6917066	1143	4.58	15.73	88.166	42.628	1980-2005
A9942020	La Nied à Filstroff	957692	6919676	1165.25	5.33	12.64	74.694	27.419	2002-2013
B0220010	La Meuse à Goncourt	894048	6796620	372	0.96	3.8	71.829	35.508	1980-2013
B1052010	Le Mouzon à Sommerécourt	897802	6794898	209.5	1	2.6	47.802	33.714	1995-2013
B1092010	Le Mouzon à Circourt-sur-Mouzon [Villars]	900866	6805350	402.5	1.96	5.5	67.511	25.917	1980-2013
B1150010	La Meuse à Domrémy-la-Pucelle	897882	6818878	1037.5	2.17	6.8	150.533	53.959	1980-2013
B1282010	Le Vair à Soulosse-sous-Saint-Élophé	902248	6814884	437	1.88	5.57	68.221	27.403	1980-2013
B1300010	La Meuse à Maxey-sur-Meuse	899131	6820302	1537	1.42	4.42	236.232	103.098	1995-2013
B1340010	La Meuse à Chalaines	897467	6836867	1729.75	1.96	6.38	240.427	111.838	1980-2013
B2012010	L'Aroffe à Aroffe	914553	6815151	38.25	0.54	6.55	3.493	3.845	1980-2013
B2042010	L'Aroffe à Vannes-le-Châtel	904072	6831253	185.5	5.08	10.62	7.287	5.2	1980-2013
B2130010	La Meuse à Commercy	891278	6855177	2319.5	2.71	15.1	164.365	101.527	1995-2013
B2220010	La Meuse à Saint-Mihiel	885599	6866415	2530.75	2.83	11.06	235.221	111.742	1980-2013
B3003010	La Scance à Verdun	872667	6898484	25.25	1.25	10.33	1.365	0.632	1982-2008
B3010010	La Meuse à Belleville-sur-Meuse [aval barrage]	873479	6899559	3196.5	5.67	14.87	242.918	102.548	1993-2013
B3150020	La Meuse à Stenay	857893	6934955	3903.5	5.71	19.39	247.654	112.847	1980-2013
B4001010	La Chiers à Longlaville	902969	6941124	164.5	0.79	2.11	38.73	14.303	1996-2013
B4021010	La Chiers à Longwy	900405	6938134	224	0.83	2.4	47.225	14.743	1993-2013
B4031010	La Chiers à Montigny-sur-Chiers	892621	6933897	294.5	1.25	3.57	48.822	19.122	1980-2011
B4132010	La Crusnes à Pierrepont	896005	6927788	213	1.71	7.77	12.89	5.694	1980-2013
B4253010	La Thonne à Thonne-les-Près	870371	6938864	54.5	1	3.5	6.638	2.089	1980-1991
B4310200	L'Othain à Spincourt [Houdelaucourt]	894865	6916375	72.5	3.58	7.87	10.999	4.108	2002-2013
B4352010	L'Othain à Othe	876841	6935490	247	3.17	11.83	19.329	7.31	1980-2013
B4572010	Le Loison à Han-lès-Juvigny	867250	6935250	348.75	2.5	6.35	51.495	18.113	1980-2013
B4601010	La Chiers à Chauvency-le-Château	863250	6939250	1766.25	2.83	11.06	143.257	62.91	1980-2013
B4631010	La Chiers à Carignan	856034	6949934	2001.75	4.54	21.85	117.456	28.003	1980-2013
B5020010	La Meuse à Sedan	839738	6957523	6519.25	9.33	43.9	293.144	113.868	1993-2013
B5322010	La Vence à la Francheville	823654	6960097	127.5	1.38	4.69	22.656	6.093	1980-2013
B5572010	La Sormonne à Belval	818028	6965782	370.75	2.12	7.38	47.593	17.955	1980-2013
B6111010	La Semoy à Haulmé	828523	6975250	1325.25	4	13.76	214.789	93.842	1980-2013
B7200010	La Meuse à Chooz [Ile Graviat]	829403	7000816	10162.75	7	19.07	705.904	249.646	1980-2012
B7322010	La Houille à Landrichamps	832750	7003750	174.75	2.75	9.28	26.201	10.729	1980-2013
D0137010	L'Helpe Mineure à Étroeungt	766579	6996219	157	1.04	3.02	27.422	10.827	1983-2013
D0156510	L'Helpe Majeure à Liessies	777212	7002872	194.75	3.79	13.85	18.133	5.913	1980-2013
D0206010	La Solre à Ferrière-la-Grande	771178	7018746	115.25	1.42	5.54	11.67	4.86	1980-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
E1766010	La Rhonelle à Aulnoy-lez-Valenciennes	737905	7025959	82.5	0.88	7.41	3.431	1.001	1984-2013
E1827020	L'Hogneau à Thivencelle	747750	7034750	240	1.08	3.84	17.245	10.345	1982-2013
E3346020	La Marque à Pont-à-Marcq	712250	7050750	28.75	0.75	2.38	2.62	1.878	1984-2013
E4035710	L'Aa à Wizernes	646364	7068373	395.5	0.79	4.13	26.511	11.085	1980-2013
E4905710	L'Yser à Bambecque [Engelshof]	667659	7089294	218.25	2.88	7.43	24.941	8.668	1981-2013
E4907005	La Peene-Becque à Ochteele	657780	7080194	45.75	1.25	2.36	11.418	3.413	1999-2013
E4909405	L'Ey-Becque à Steenvoorde	670730	7079554	22	0.71	1.27	5.345	2.016	1999-2013
E5205710	Le Wimereux à Wimille	603143	7075014	80	0.92	2.81	12.936	9.55	1983-2013
E5300210	La Liane à Wirwignes	612738	7065607	105	0.42	1.26	34.034	10.693	1982-2013
E5505720	L'Authie à Dompierre-sur-Authie	622852	7023495	786.75	1.5	47.28	12.223	3.556	1982-2013
E6456510	La Nièvre à l'Étoile	631785	6990500	247	0.67	14.92	3.202	1.163	1980-2013
G1003010	L'Yères à Touffreville-sur-Eu	580821	6990284	256.25	0.88	39.78	5.085	1.95	1980-2013
G2011010	La Béthune à Saint-Aubin-le-Cauf	569443	6975413	310.75	1.71	7.23	16.937	6.627	1984-2013
G4002020	La Saane à Val-de-Saâne	552250	6956750	48.75	0.38	1.19	3.646	3.179	1998-2013
G6003010	Le Durdent à Vittefleury	529726	6971439	334.5	0.92	7.9	6.974	2.737	1986-2013
G7103010	La Ganzeville à Ganzeville	513355	6962562	86.75	0.58	5.57	1.598	0.827	1980-2013
G9103020	La Lézarde à Montvilliers	496324	6941863	115	0.21	1.16	4.266	2.055	2003-2013
H0100010	La Seine à Nod-sur-Seine	817628	6741624	375.25	4.5	16.5	30.7	13.032	1980-2013
H0100020	La Seine à Plaines-Saint-Lange	810441	6767194	687.5	6.54	22.99	50.057	22.482	1980-2013
H0203030	La Laignes aux Riceys	801571	6763252	643.5	8.46	20.87	16.006	7.653	1984-2013
H0210010	La Seine à Polisy	802750	6774750	1456	7.88	29.57	61.655	25.931	1983-1995
H0301010	L'Ource à Leuglay [Froidvent]	836505	6745793	170.5	5.54	19.02	12.485	4.796	1985-2013
H0321030	L'Ource à Autricourt	820445	6767704	570	6.58	21.36	35.26	18.213	1980-2013
H0321040	L'Ource à Celles-sur-Ource	804887	6776206	729.5	7.5	25.89	47.173	21.581	1980-1994
H0400010	La Seine à Bar-sur-Seine	802447	6780488	2330.75	7.96	23.39	119.273	48.184	1983-2011
H0400020	La Seine à Courtenot	797512	6783783	2377.25	8.25	33.56	70.458	30.728	1983-2013
H0413010	La Sarce à Virey-sous-Bar	796881	6783146	192.75	8.96	28.72	3.201	2.413	1985-1998
H0503010	L'Hozain à Buchères [Courgerennes]	782369	6794544	247.25	2.62	8.31	13.938	6.148	1980-2013
H0702010	La Barse à Montiéramey	796003	6793745	234.25	2.92	17.74	9.198	3.679	1985-2013
H1001010	L'Aube à Auberive	855797	6743952	48.5	4.83	17.2	3.867	1.543	2000-2013
H1051020	L'Aube [partielle] à Longchamp-sur-Aujon [Outre Aube]	833507	6784255	667	7.42	24.03	39.91	17.142	1980-2011
H1122020	L'Aujon à Maranville	838293	6783510	361.75	7.71	16.32	26.633	13.707	2000-2013
H1201010	L'Aube à Bar-sur-Aube	828860	6792390	1291.5	7.08	23.07	79.759	33.239	1987-2013
H1302010	La Voire à Droyes [Gervilliers]	827432	6823403	280	2.29	8.74	20.072	6.979	1987-2013
H1333010	La Laine à Soullaines-Dhuys	828494	6810131	22.5	1	5.93	6.475	2.31	1980-2011
H1362010	La Voire à Lassicourt	810369	6817577	819	4.88	20.02	45.201	20.109	1980-1998
H1513210	La Barbuise à Pouan-les-Vallées	778472	6826876	189.25	2.67	16.22	0.716	0.803	1980-2011
H1603010	La Superbe à Saint-Saturnin	766690	6835257	322.25	3.21	50	2.37	1.627	1980-2011
H1713010	L'Ardusson à Saint-Aubin	741416	6819429	159.75	2.46	22.61	0.886	0.812	1980-2011

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
H1932010	La Traconne à Saint-Brice [Moulin de L'Étang]	724036	6828299	117	1.25	5.17	2.293	0.732	1980-1992
H1932020	La Voulzie à Jutigny	717750	6824250	279.75	1.08	5.75	6.203	3.174	1980-2013
H2001020	L'Yonne à Corancy	771551	6666988	107	1.58	6.02	18.341	5.718	1990-2013
H2013010	L'Houssière à Chaumard	771500	6672013	59.5	2.62	11.13	9.229	3.358	1990-2013
H2062010	Le Beuvron à Ouagne [Champmoreau]	737222	6701657	264.75	1.58	4.84	26.951	8.99	1980-2013
H2073110	Le Sauzay à Corvol-l'Orgueilleux	730726	6703457	88.25	3.96	17.72	4.328	2.168	1980-2013
H2122020	La Cure à Marigny-l'Église [Crottefou]	772777	6695285	221.75	3.17	13.36	23.311	7.343	1997-2013
H2142030	La Cure à Foissy-lès-Vézelay [Seigland]	758735	6705149	552.5	3.21	14.13	39.459	19.905	1995-2013
H2142040	La Cure à Pierre-Perthuis	759386	6703651	546.25	1.33	6.52	43.011	25.104	1980-1994
H2172320	Le Cousin à Avallon	766457	6709978	343.75	1.58	5.58	37.131	19.108	1994-2013
H2182010	La Cure à Arcy-sur-Cure	756980	6722512	1174.25	2.33	12.82	89.617	45.786	1989-2013
H2183110	Le Vau de Bouche à Lucy-le-Bois	766878	6718044	32	0.58	1.58	5.46	2.252	1983-1994
H2221010	L'Yonne à Gurgy	740027	6753237	3803.25	4.33	18.97	178.376	71.781	1980-2013
H2322010	Le Serein à Bierre-lès-Semur	797347	6702741	265.25	0.96	3.44	35.146	19.757	1980-2013
H2332020	Le Serein à Dissangis	774250	6722250	634.75	1.92	6.82	55.325	26.941	1994-2013
H2342010	Le Serein à Chablis	759916	6746695	1114	3.29	11.64	64.254	29.321	1980-2000
H2342020	Le Serein à Chablis [Pont de la déviation]	758990	6747224	1119.5	2.79	12.73	62.208	32.292	2001-2013
H2342030	Le Serein à Beaumont	741754	6758333	1350	3.96	14.93	64.668	36.114	1997-2013
H2402010	L'Armançon à Brianny	804142	6702196	233	1.21	3.21	30.108	15.203	1980-2013
H2412010	L'Armançon à Quincy-le-Vicomte	794845	6723801	480	2.62	7.57	36.872	16.284	1980-2013
H2422310	La Brenne à Brain	812971	6708156	140.25	0.58	2.64	17.906	8.634	1993-2013
H2433190	L'Ozerain à Hauteroche	818935	6711056	89.25	1.25	3.6	11.503	3.551	2000-2013
H2434010	L'Oze à Darcey	815849	6716059	198.5	2.5	8.5	23.208	9.525	1993-2013
H2442340	La Brenne à Montbard	799407	6725622	772.25	3.04	11.67	62.955	29.558	1988-2013
H2452010	L'Armançon à Aisy-sur-Armançon [amont]	792407	6730537	1355.25	3.54	12.46	110.021	46.954	1980-1998
H2452020	L'Armançon à Aisy-sur-Armançon [aval]	792487	6730437	1352.75	3.17	10.6	109.163	51.83	1989-2013
H2462020	L'Armançon à Tronchoy	770149	6757446	1980.25	4.46	14.68	122.607	67.898	1991-2013
H2473010	L'Armançon à Chessy-les-Prés	766733	6767935	488	3.58	15.86	24.799	9.237	1984-2013
H2482010	L'Armançon à Brienon-sur-Armançon	745748	6765191	2988.25	5.42	17.7	163.679	80.679	1980-2013
H2501020	L'Yonne à Joigny [passerelle]	729250	6764750	8474.5	5.92	21.81	365.781	166.44	1995-2009
H2513110	Le Tholon à Champvallon	726528	6759881	136.5	1.12	32.28	2.441	1.413	1980-2012
H2513410	Le Vrin à Précy-sur-Vrin	719979	6764114	151.5	1.21	15.63	2.508	3.212	1980-1992
H2721010	L'Yonne à Courlon-sur-Yonne	711682	6803420	10673.75	5.42	22.51	350.966	140.258	1982-2009
H3023210	L'Aveyron à Montbouy [Les Cerfs]	687759	6752938	108	1.08	4.41	6.517	4.677	1980-1996
H3023211	L'Aveyron à la Chapelle-sur-Aveyron	690344	6751384	97.75	1.17	2.85	8.279	4.428	1996-2013
H3102010	L'Ouanne à Toucy	721915	6736974	154.5	0.79	3.14	13.365	7.829	1980-2013
H3113010	Le Branlin à Champignelles	706750	6744250	138.25	2.46	9.71	6.827	3.82	1980-1999

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
H3113020	Le Branlin à Mézilles	715335	6730802	56.25	1.38	6.14	3.859	3.047	1986-2007
H3122010	L'Ouanne à Charny	706831	6753860	560	2.21	7.68	30.761	17.082	1980-2013
H3122020	L'Ouanne à Gy-les-Nonains	688523	6760880	870.75	3.12	13.72	31.7	20.492	1986-2013
H3201010	Le Loing à Châlette-sur-Loing	680007	6770583	2287	4.08	15.22	75.125	33.7	1982-2013
H3203310	Le Puisieux à Saint-Hilaire-sur-Puisieux	677660	6758031	97	2	8.36	3.301	2.31	1980-2013
H3322010	La Bezonde à Pannes	675810	6766990	340.75	1.88	6.67	14.156	11.083	1980-2013
H3403102	La Cléry à Ferrières [Les Collumeaux]	684750	6776250	265.25	1.92	11.73	5.988	3.69	1997-2013
H3403201	Le Betz à Bransles	684750	6783250	162	2.04	12.25	4.122	2.884	1996-2012
H3613010	Le Lunain à Paley	689623	6793955	164.25	1.83	9.67	3.045	2.043	1980-2013
H3613020	Le Lunain à Épisy	683287	6803207	243.75	2.17	17.4	2.433	1.578	1984-2013
H3621010	Le Loing à Épisy	684325	6804175	3908.25	4.88	25.56	78.272	37.432	1983-2013
H3623010	L'Orvanne à Blennes	701694	6795137	106	0.88	10.7	1.747	1.298	1980-2011
H3923010	Le ru d'Ancoeur à Blandy	685750	6830250	180.75	2.04	6.45	7.893	3.72	1982-2013
H4002010	L'Oeuf à Bondaroy	641750	6784750	261	1.54	54.5	1.08	1.715	1980-2010
H4022020	L'Essonne à Guigneville-sur-Essonne [La Mothe]	651744	6818378	889.75	4.58	90.6	6.425	2.322	1980-2013
H4022030	L'Essonne à Boulancourt	657507	6795431	628.5	2.88	38.38	3.485	2.227	1985-2013
H4042010	L'Essonne à Ballancourt-sur-Essonne	653731	6826665	1910.25	4.83	47.05	11.337	2.344	1983-2012
H4202020	L'Orge à Saint-Chéron [Saint-Évroult]	634633	6827560	123.5	0.71	4.09	1.581	0.712	1980-2013
H4223110	La Remarde à Saint-Cyr-sous-Dourdan	628665	6830329	147.75	1	3.62	5.695	3.02	1980-2013
H4232040	L'Orge à Épinay-sur-Orge [Le Breuil]	649842	6840849	613.5	1.42	9.87	10.516	3.579	1982-2013
H4243010	L'Yvette à Villebon-sur-Yvette	643609	6844821	227.75	0.75	5.96	8.804	3.153	1983-2013
H4252010	L'Orge à Morsang-sur-Orge	651485	6841029	904	1.21	7.07	20.682	5.874	1984-2013
H4322030	L'Yerres à Courtomer [Paradis]	692702	6838693	414.25	2.25	8.5	16.193	11.571	1983-2013
H4340020	La Seine à Alfortville	657222	6853648	30741.25	7.04	26.64	592.767	324.134	1998-2012
H5011020	La Marne à Marnay-sur-Marne	867644	6770354	359.25	1.21	5.21	29.857	15.242	1983-2011
H5023010	La Traire à Louvières	872250	6773250	101	1.38	3.86	21.033	8.521	1989-2007
H5031020	La Marne à Condes	859007	6784497	877.5	3.62	9.82	50.699	28.68	2000-2012
H5033310	La Suize à Villiers-sur-Suize	863936	6766818	87.75	3.12	9.19	10.565	4.412	1984-2013
H5033340	La Suize à Chaumont	858750	6777750	143.5	3.58	13.55	7.092	2.677	1985-2013
H5042010	Le Rognon à Bourdons-sur-Rognon [Lacrète]	872037	6792440	176.5	2.38	6.99	21.533	7.673	1987-2011
H5053210	La Manoise à Humberville	876403	6801073	16.5	2.71	8.48	8.216	3.972	1999-2013
H5062010	Le Rognon à Doulaincourt-Saucourt	861750	6806750	619.25	3.83	13.38	72.466	31.736	1980-2011
H5071040	La Marne à Chamouilley	850393	6835937	2236	5	15.91	211.593	83.221	1999-2013
H5083020	La Blaise à Colombey-les-Deux-Églises	845270	6801052	120.25	6.12	25.76	9.539	3.766	1980-1999
H5083050	La Blaise à Louvemont [Pont-Varin]	842563	6825704	467.5	5.83	18.44	27.731	13.074	1987-2013
H5083070	La Blaise à Daillancourt	845107	6802044	126	6.38	20.16	10.951	3.653	2000-2011
H5102030	La Saulx à Mognéville	846876	6855766	486.5	7.21	25.51	34.163	15.137	1989-2011

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
H5102040	La Saulx à Montiers-sur-Saulx	867789	6829082	81.75	2.29	7.78	11.671	3.695	1997-2013
H5112310	L'Ornain à Saint-Joire	878352	6836088	420	6.04	19.4	30.523	10.454	1999-2013
H5122310	L'Ornain à Fains-Véel	856343	6857095	819.75	5.88	16.59	75.413	35.527	1980-1997
H5122340	L'Ornain à Tronville-en-Barrois	867585	6849536	694.75	6.21	19.83	51.779	23.172	1988-2011
H5122350	L'Ornain à Val-d'Ornain [Varney]	854135	6858909	837.5	6.5	25.13	61.535	24.663	1997-2013
H5142620	La Chée à Bettancourt-la-Longue	838393	6859356	235	4.5	13.94	18.994	4.353	1984-2011
H5153010	La Vière à Val-de-Vière	830750	6859250	175.5	5.25	29.69	6.05	1.693	1985-2010
H5172010	La Saulx à Vitry-en-Perthois	819574	6850791	2094.75	7.38	26.08	134.173	50.262	1983-2013
H5173110	Le Bruxenelle à Brusson	824788	6851030	117.5	2.5	9.64	10.293	3.403	1984-2013
H5224310	Le Cubry à Pierry	769318	6881116	105	0.33	2.08	3.862	1.511	1987-2013
H5243010	La Semoigne à Verneuil	749256	6888382	94.5	0.46	2.5	7.394	5.236	1999-2013
H5412010	Le Petit Morin à Montmirail	739318	6862703	355.75	2.29	17.14	8.299	3.552	1980-2012
H5412020	Le Petit Morin à Jouarre [Vanry]	711098	6870059	620.25	3.5	10.81	21.589	8.302	1985-2013
H5522010	L'Ourcq à Chouy	718174	6899424	329.75	2.96	11.49	10.642	4.187	1988-2013
H5613020	La Théroouanne à Congis-sur-Théroouanne [Gué à Tresmes]	697378	6879947	171.75	2.04	16.61	2.248	1.223	1980-2013
H5702010	Le Grand Morin à Meilleray	731250	6854250	349.5	1.88	7.9	17.162	7.597	1996-2013
H5723010	L'Orgeval à Boissy-le-Châtel [Le Theil]	708238	6857750	104.75	1.08	2.6	12.854	5.245	1980-1990
H5723011	L'Orgeval à Boissy-le-Châtel [Le Theil, ultrasons]	708238	6858472	104.25	0.92	1.75	10.414	7.464	1989-2013
H5723021	Les Avenelles à Boissy-le-Châtel [Les Avenelles, ultrasons]	708599	6858767	45.75	0.88	2.32	4.961	2.462	1990-2013
H5732010	Le Grand Morin à Pommeuse	700999	6857524	766.5	1.75	6.75	45.766	23.712	1988-2013
H5752030	Le Grand Morin à Crécy-la-Chapelle [Serbonne]	693736	6860654	1106.75	2	5.55	65.056	37.893	1990-2005
H5833010	Le ru de la Gondoire à Gouvernes [Deuil]	678041	6862387	21	0.25	1.44	2.024	1.63	1980-2012
H5833410	Le ru de la Brosse à Bussy-Saint-Martin	676749	6861034	18.75	0.21	1.39	2.067	1.468	1980-1996
H5841020	La Marne à Gournay-sur-Marne	664750	6859250	12660.5	12.75	76.8	334.803	75.925	1996-2013
H6021020	L'Aisne à Verrières	839877	6887036	378.25	3.75	12.57	32.345	12.404	1997-2013
H6023210	L'Ante à Châtices	839742	6885318	114.25	2.25	9.74	7.613	3.372	1980-2013
H6102010	L'Aire à Beausite [Amblaincourt]	861685	6876056	283	3.21	12.15	29.86	15.582	1980-2013
H6122010	L'Aire à Varennes-en-Argonne	848165	6904975	628	4.25	13.92	68.926	25.609	1980-2013
H6201010	L'Aisne à Mouron	829669	6913518	2227	7	17.71	132.71	45.276	1985-2012
H6221010	L'Aisne à Givry	811482	6933570	2881.5	5.83	23.68	163.681	63.83	1983-2013
H6233020	La Vaux à Écly	793805	6938479	323.5	1.62	4.88	48.495	15.588	1984-2013
H6233110	La Draize à Justine-Herbigny	800250	6943250	30.5	0.75	1.66	9.603	4.631	1998-2013
H6313030	La Suipe à Selles	793691	6912645	487	1	5.25	2.794	2.075	1989-2012
H6321011	L'Aisne [partielle] à Berry-au-Bac	763250	6923250	5177.25	8.92	43.33	168.338	56.923	1983-2013
H6321020	L'Aisne à Pontavert	759579	6923020	5312.25	7.88	44.59	188.529	70.525	1987-2007
H6412010	La Vesle à Saint-Brice-Courcelles	771326	6907709	753	0.29	1.34	15.092	6.321	1983-2012

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
H6412020	La Vesle à Châlons-sur-Vesle	767122	6909113	832.25	0.38	9.28	9.889	4.645	1988-2011
H6423010	L'Ardres à Fismes	748951	6912124	302.5	2.5	12.06	8.243	4.568	1980-2011
H6423020	L'Ardres à Faverolles-et-Coëmy	757514	6903955	148.5	1.04	8.39	5.423	3.599	1997-2013
H6432010	La Vesle à Braine	738339	6915498	1452.25	2.25	18.04	19.062	5.809	1998-2013
H6513010	La Crise à Soissons	723497	6918310	120	2.25	16.36	1.931	0.678	1989-2013
H7021010	L'Oise à Hirson	777487	6981140	323.25	1.67	6.03	55.746	20.837	1983-2013
H7102020	La Serre à Montcornet	773750	6955750	111	0.88	2.75	17.707	7.4	1991-2013
H7201010	L'Oise à Condren	720519	6947617	3342	6.12	25.57	118.346	46.088	1984-2013
H7401010	L'Oise à Sempigny	699552	6940098	4322.75	9.21	46.66	101.769	47.334	1983-2013
H7513010	L'Automne à Saintines	683580	6911936	286.5	1.42	9.98	5.335	1.078	1980-2013
H7742020	Le Thérain à Maysel	654722	6907108	1210.75	5.62	33.57	18.927	4.363	1984-2013
H7833520	L'Ysieux à Viames [Giez]	656208	6893175	57.5	1.5	4.85	1.194	0.35	1980-2004
H7843010	L'Esches à Bornel	642331	6900070	100.5	0.29	2.66	2.042	0.647	1988-2013
H7853010	Le Sausseron à Nesles-la-Vallée	639484	6892143	106.75	1.21	8.66	1.562	0.551	1980-2013
H7900010	La Seine à Poissy	629538	6871236	61576	11.46	69.49	1257.037	335.112	1985-2005
H7913020	La Mauldre à Beynes [Mairie]	617576	6862385	237.25	0.75	3.22	8.178	3.396	1982-2013
H7913030	La Mauldre à Aulnay-sur-Mauldre [Usine]	614796	6871460	403.25	1.17	4.7	11.191	4.598	1984-2005
H7913210	Le ru d'Élancourt à Jouars-Pontchartrain [Chennevières]	619795	6855462	26.5	0.54	1.52	2.275	1.095	1980-2004
H7913410	La Guyonne à Mareil-le-Guyon	615511	6855237	34.25	0.88	2.93	1.515	0.682	1982-2013
H7913610	Le Lieutel à Vicq	614583	6857739	80	0.79	2.63	3.262	1.923	1982-1996
H7914120	Le ru de Gally à Thiverval-Grignon [Les Quatre Pignons]	620226	6862685	97	0.5	1.28	6.026	1.196	1987-2011
H8002010	L'Epte à Saumont-la-Poterie [La Bellière]	598240	6945489	30.75	1.5	10.82	1.796	1.611	1989-2006
H8042010	L'Epte à Fourges	601118	6891962	1410.25	5.08	27.44	22.267	8.333	1985-2013
H8043310	L'Aubette de Magny à Ambleville	604396	6895363	100	0.5	5.82	1.072	0.408	1980-2013
H8202010	L'Andelle à Rouvray-Catillon	590981	6943665	40	1.04	3.71	3.443	1.764	1989-2013
H8212010	L'Andelle à Vascoeuil	582732	6928481	370.25	1.88	15.86	8.53	3.321	1988-2013
H9021010	L'Eure à Saint-Lupercé	573648	6817910	342.25	2.5	8.4	18.618	7.72	1985-2013
H9113001	La Drouette à Saint-Martin-de-Nigelles	600250	6834750	231.5	1.58	5.24	5.703	3.063	1987-2013
H9121010	L'Eure à Charpont	585363	6845654	1943.75	5.29	18.88	27.374	11.011	1984-2013
H9133040	La Blaise à Garnay	578217	6846117	409.75	1.12	4.31	11.655	5.787	1980-2003
H9222010	L'Avre à Muzy	579750	6854750	923.25	3.5	19.46	14.013	4.606	1980-2013
H9331010	L'Eure à Cailly-sur-Eure	569235	6891991	4516.25	7.46	29.96	44.241	21.865	1984-2013
H9402010	L'Iton à Manthelon [La Mésangère]	558250	6865250	414	1.62	7.49	7.234	2.918	1980-1991
H9402020	L'Iton à Crulai	528141	6848472	102	1.58	3.99	11.292	3.811	1980-2005
H9402040	L'Iton à Bourth	538856	6855010	169.5	1.5	5.76	12.724	3.706	1999-2013
H9913020	Le Cailly à Notre-Dame-de-Bondeville	558467	6933867	203.75	0.33	8.4	4.889	1.102	1986-2013
I0011010	La Risle à Rai	522178	6852586	147.5	1.08	3.49	15.472	6.666	1985-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
I0102020	La Charentonne à la Trinité-de-Réville	518222	6878307	227.75	1.17	4.34	13.162	4.646	2001-2013
I0233110	La Corbie à Toutainville	515822	6921187	69.5	0.5	2.03	4.549	2.731	1981-1997
I1011010	La Touques à Mardilly	500213	6862480	90.5	0.5	1.88	9.961	5.827	1997-2013
I1031010	La Touques à Saint-Martin-de-la-Lieue	496858	6893670	290.25	1.54	5.24	14.966	6.948	1980-2013
I1103010	L'Orbiquet à Beuvillers	499553	6895973	350.25	0.83	3.79	13.571	6.113	1982-2013
I1143020	Le Chaussey à Manneville-la-Pipard	497733	6909662	51	0.5	1.42	4.262	1.907	1980-1998
I1203010	La Calonne aux Authieux-sur-Calonne	502566	6914279	180.75	0.42	1.4	15.777	5.307	1980-2013
I2001010	La Dives à Saint-Lambert-sur-Dive	485236	6861207	89.5	0.71	2.26	8.731	3.444	1980-2013
I2021010	La Dives à Beaumais	474454	6870766	285.75	1.62	9.79	9.578	4.078	1980-2013
I2051030	La Dives à Biéville-Quétiville	477053	6895122	653	2.33	11.97	18.672	5.509	1980-1993
I2051040	La Dives au Mesnil-Mauger	477751	6889663	636.25	3.33	11.73	16.061	5.875	1993-2013
I2102010	La Vie à Guerquesalles [Les Longs Champs]	495678	6870738	69	0.54	1.67	6.632	2.233	1998-2013
I3033010	L'Ure au Bourg-Saint-Léonard	486875	6854319	81.5	1.21	3.35	9.727	4.626	1991-2013
I3103010	La Cance à Tanques [La Noé]	473056	6848050	95	1.29	5.02	11.923	2.398	1997-2013
I3113010	L'Udon à Écouché	469750	6850250	131.25	1.5	7.04	11.209	4.962	1997-2013
I3121010	L'Orne à la Courbe	465899	6854466	934.5	4.5	11.24	47.687	28.973	1997-2013
I3352010	La Rouvre à Ségrie-Fontaine [Maison de la Rivière]	450542	6862245	296.5	2.96	11.06	23.369	11.155	1997-2013
I3422010	Le Noireau à Saint-Pierre-d'Entremont	433025	6861815	123.25	1.12	5.95	11.071	4.37	1998-2013
I3442310	La Druance à Périgny	435717	6873830	87	3.67	12.47	10.653	3.295	1996-2013
I3462010	Le Noireau à Cahan [Les Planches - CD 911]	447813	6868445	523.25	3.92	10.37	52.964	20.107	1997-2013
I3463010	La Vère à Saint-Pierre-du-Regard	441750	6866250	108.25	1.79	5.42	11.317	5.811	1980-2013
I3521020	L'Orne à Thury-Harcourt	445197	6882252	2174.5	3.88	12.4	144.134	78.882	1985-2013
I3612010	La Laize à Saint-Germain-le-Vasson [Le Livet]	457393	6883369	97.75	0.88	3.81	8.682	3.8	1980-2001
I3621010	L'Orne à May-sur-Orne	452858	6895286	2509.5	4.29	14.34	148.929	77.034	1983-2013
I3712010	L'Odon à Épinay-sur-Odon	435994	6892121	78	2.67	8.86	9.038	5.174	1991-2013
I4022010	La Seulles à Juvigny-sur-Seulles	436362	6901907	134	3.17	10.48	11.328	6.197	1981-2013
I4032010	La Seulles à Tierceville	443188	6915940	261	3.71	18.04	14.105	7.638	1980-2013
I4053020	La Mue à Cairon	448840	6910102	39.25	0.71	4.82	0.401	0.196	1980-2000
I5013610	La Virène à Saint-Germain-de-Tallevende-la-Lande-Vaumont	412834	6864619	39.75	1.12	5.37	4.671	1.947	1980-2013
I5021020	La Vire à Coulonces [Le Gast]	414770	6869356	136.75	1.17	6	17.848	4.992	2002-2013
I5101010	La Vire à Malloué	409657	6877949	480.75	2.38	8.73	61.074	26.777	1991-2013
I5121020	La Vire à Tessy-sur-Vire	403247	6882625	645	2.88	10.88	75.637	29.056	1993-2013
I5221010	La Vire à Saint-Lô [Moulin des Rondelles]	401750	6894250	852.25	3.17	14.19	81.946	53.529	1980-2013
I5231010	La Vire à Montmartin-en-Graignes	402250	6911750	1069.5	7.12	27.73	73.413	20.7	1993-2013
I5243010	L'Elle à Saint-Jean-de-Savigny	408043	6907571	57.75	1.54	12.38	3.165	1.458	1990-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
I5352010	La Drôme à Sully	428161	6917570	244	5.92	19.11	12.529	7.255	1981-2013
I6923010	La Saire à Anneville-en-Saire	390146	6956852	111.25	0.96	4.69	11.034	4.027	1994-2013
I6943010	Le Trottebec à la Glacerie [Le Val Joli]	369884	6955825	15.75	0.62	2.06	4.019	1.502	1990-2013
I6943110	La Divette à Octeville	365850	6956682	101.25	1.17	5.27	13.433	4.423	1984-2013
I6964010	Le Petit Douet à Héauville	350868	6952157	14.75	0.29	1.75	1.82	1.35	1980-2013
I6983010	L'Ay à Anceville	376750	6902750	9.75	0.54	6.28	0.767	0.396	1990-2013
I7021020	La Sienne à Sainte-Cécile [2]	391671	6867839	85	1.42	6.94	11.965	4.628	1981-2013
I7222020	La Soullès à Saint-Pierre-de-Coutances	375201	6890977	158.75	4	13.91	17.791	7.362	1980-2013
I7913610	Le Thar à Jullouville	367191	6863330	72.25	1.79	7.72	5.718	3.873	1980-2013
I8033810	La Braize à Lolf	377988	6856200	26	0.5	1.87	3.229	1.945	1991-2013
I9031010	La Sélune à Notre-Dame-du-Touchet	407390	6840487	200	1.79	7.4	19.711	6.123	1991-2013
I9122010	L'Airon à Louvigné-du-Désert [Moulin du Pont]	399243	6828501	144	2.29	11.11	8.358	3.826	1980-2002
I9122020	L'Airon à Landivy	398991	6827764	142.5	1.75	8.88	8.745	3.967	1998-2013
I9233010	Le Beuvron à Saint-Senier-de-Beuvron	381932	6839490	95	0.92	5.62	5.775	3.544	1994-2013
J0014010	Le Nançon à Lécousse [Pont aux Anes]	389357	6816628	69	1	6.35	3.928	1.905	1980-2013
J0144010	La Loysance à Saint-Ouen-la-Rouërie	372019	6823396	85.75	1.25	8.46	3.909	2.085	1980-2013
J0323010	Le Guyoult à Epiniac	353973	6835364	73.75	2.38	12.51	3.099	1.93	1980-2013
J0611610	La Rance à Saint-Jouan-de-l'Isle	316727	6807385	142.5	1.58	3.37	18.589	10.252	1984-2013
J0626610	Le Néal à Médréac	326083	6808859	70.5	0.92	2.84	9.361	6.551	1980-2013
J1004520	Le Frémur à Pleslin-Trigavou	325716	6839855	38	0.88	4.2	2.778	2.511	1991-2013
J1103010	L'Arguenon à Jugon-les-Lacs	305569	6824709	101.5	1	6.02	6.979	5.31	1980-2013
J1114010	La Rosette à Mégrit	311561	6820079	114.25	2.08	9.71	5.873	3.202	1980-2013
J1313010	Le Gouessant à Andel	288862	6834982	250	1.33	5.82	17.552	12.712	1980-2013
J1324010	L'Évron à Coëtmieux	285750	6837250	141.75	1.46	5.89	10.034	5.92	1982-2013
J1405310	L'Urne à Plédran	275187	6833962	45.5	0.88	4.04	3.324	1.817	1993-2013
J1513010	Le Gouët à Saint-Julien	269250	6833250	138	0.88	4.35	12.51	4.859	1980-2013
J1524010	La Maudouve à Saint-Donan	268081	6834557	28.5	0.58	2.53	2.788	1.008	1990-2013
J1711710	Le Trieux à Saint-Péver	248579	6837820	180.5	1.33	6.41	16.751	7.668	1980-2013
J1721720	Le Trieux à Saint-Clet [Moulin-de-Châteaulin]	246518	6861053	414.5	1.12	6.2	38.069	15.094	1984-2013
J1803010	Le Leff à Boqueho	260614	6836787	47.25	0.58	2.43	4.621	3.532	1995-2013
J1813010	Le Leff à Quemper-Guézennec	253750	6861750	341.5	1.33	6	25.3	13.188	1980-2013
J2023010	Le Jaudy à Mantallot	239750	6863750	163.5	0.75	2.63	22.94	13.251	1981-2013
J2233020	Le Léguer à Pluzunet	227886	6856461	357.5	1.17	4.53	48.089	12.385	1993-2013
J2314910	Le Yar à Tréduder	216250	6858250	46.75	1.58	8.33	4.203	1.945	1980-2013
J2404010	Le Douron au Ponthou	210118	6849030	31.5	0.62	2.34	4.022	1.336	1989-2013
J2514010	Le Dourduff à Garlan	201589	6855581	40.25	0.79	4.51	4.304	2.389	1980-2013
J2603010	Le Jarlot à Plougonven	198750	6850750	43.75	0.62	4.01	3.921	1.668	1980-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
J2605410	Le Tromorgant à Plougonven	199116	6851195	37.5	0.75	3.45	4.394	1.805	1980-2013
J2614020	Le Queffleuth à Plourin-lès-Morlaix [Les Trois Chênes]	196174	6851540	98	0.71	3.43	12.995	6.439	1988-2013
J2723010	La Penze à Taulé [Penhoat]	189997	6854102	152.25	1.12	10.38	14.979	6.393	1993-2013
J3014330	L'Horn à Mespaul [Kertanguy]	183532	6856802	38.25	0.67	4.21	3.577	1.463	1991-2013
J3024010	Le Guillec à Trézilidé	179066	6858446	46.75	0.83	4.8	4.22	1.885	1980-2013
J3205710	L'Aber Wrac'h au Drennec	157219	6851002	23.75	0.71	6.13	2.477	0.958	1980-2013
J3213020	L'Aber-Benoit à Plabennec [Loc Maria]	153860	6850517	30	0.71	3.98	3.115	1.249	1980-2013
J3323020	L'Aber Ildut à Brélès [Keringar]	132966	6844859	90.75	4.33	14.86	5.777	2.158	1980-2013
J3403020	L'Élorn à Commana [Kerfornedic]	182401	6832316	9.25	0.54	1.99	3.393	1.073	1983-2013
J3404110	Le ruisseau de Mougau Bihan à Commana [Moulin Neuf]	182976	6833656	9.25	0.46	2.13	1.823	0.797	1983-2013
J3413030	L'Élorn à Plouédern [Pont Ar Bled]	167041	6843151	257.25	0.79	3.69	47.294	20.546	1984-2013
J3514010	La Mignonne à Irvillac [Pont Mel]	166612	6834033	68.75	0.62	2.44	18.359	6.751	1980-2013
J3601810	L'Aulne à Scrinac [Le Goask]	206948	6830716	115.75	1.08	3.49	27.795	10.447	1980-2013
J3713010	L'Hyères à Trébrivan [Le Nézert]	217946	6822199	258	3	12.42	29.115	11.559	1980-2013
J3733010	L'Hyères à Saint-Hernin [La Gare]	206346	6812295	525	4.12	11.39	57.111	34.346	1995-2013
J3811810	L'Aulne à Châteauneuf-du-Faou [Pont Pol]	190488	6807105	1231	3.29	15.06	148.985	83.252	1992-2013
J3821810	L'Aulne à Gouézec [Pont-Coblant]	181525	6810730	1392.25	2.25	9.62	198.215	93.354	1993-2013
J3834010	La Douffine à Saint-Ségal [Kerbriant]	176705	6818942	141.25	1.08	4.47	34.407	15.836	1980-2013
J4014010	Le Goyen à Pont-Croix [Kermaria]	144750	6797250	89.5	4.21	8.15	6.242	3.944	1980-2013
J4124420	La rivière de Pont-l'Abbé à Plonéour-Lanvern [Tremillec]	159763	6781183	34.25	1.12	6.27	2.191	0.745	1984-2013
J4125720	Le Troyon à Plonéour-Lanvern [Ty Poes]	163250	6778250	15.75	1.33	5.89	0.842	0.446	1984-2013
J4211910	L'Odet à Ergué-Gabéric [Tréodet]	173955	6790820	201	1.58	8.29	31.609	18.648	1980-2013
J4224010	Le Jet à Ergué-Gabéric [Kerjean]	177474	6788605	106.5	2.12	7.78	13.787	5.591	1980-2013
J4313010	Le Steir à Guengat [Ty Planche]	167987	6793758	174.75	0.96	5.52	25.803	11.878	1980-2013
J4514010	Le Moros à Concarneau [Pont D 22]	188750	6776750	20	1.54	11.82	1.383	0.79	1980-2013
J4515420	Le Styval à Concarneau [Moulin de la Haie]	186624	6776580	21	0.42	2.71	2.402	1.129	1991-2013
J4614010	Le Ster Goz à Bannalec [Pont Meya]	196196	6777928	81.75	2.92	7.76	9.288	4.829	1980-2013
J4623010	L'Aven à Pont-Aven [Bois d'Amour]	196664	6772605	185.25	1.71	11.42	19.163	7.55	1980-1994
J4623020	L'Aven à Pont-Aven [voie express]	197233	6775316	175	1.58	6.65	22.845	8.095	1992-2013
J4734010	L'Inam au Faouët [Pont Priant]	211949	6792259	124	0.92	2.95	21.935	9.353	1980-2013
J4742010	L'Éillé à Arzano [Pont Ty Nadan]	217209	6775763	573.75	1.71	8.08	74.123	35.413	1993-2013
J4742015	L'Éillé à Lanvégen [Loge-coucou]	216104	6784869	502	1.83	6.06	87.925	49.842	1994-2004
J4803010	L'Isole à Scaër [Stang Boudilin]	202958	6786298	111.25	0.71	2.11	32.074	11.354	1980-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
J4813010	L'Isole à Quimperlé [Place des Anciennes Fonderies]	211750	6774250	224.5	1.54	6.49	36.308	22.279	1993-2006
J5102210	Le Scorff à Plouay [Pont Kerlo]	220921	6775612	302.75	2.04	5.88	36.461	18.084	1993-2013
J5202110	Le Blavet à Kerien [Kerlouet]	237250	6829250	20	1.38	6.88	2.095	0.817	1980-2013
J5205210	Le Lestolet à Kerien	238178	6827957	17.5	0.71	2.57	2.062	0.504	2001-2013
J5212110	Le Blavet à Plounévez-Quintin [Pors Forêt]	238389	6820876	109.5	2.67	11.52	8.651	3.242	1980-1991
J5432110	Le Blavet à Neulliac [Le Porzo]	253881	6796189	883.75	3.92	9.47	67.528	36.253	1995-2013
J5613010	L'Evel à Guénin	254000	6772490	313.25	2.79	8.5	25.725	15.017	1980-2013
J5618310	Le Freneur à Guénin	255903	6776410	14	0.33	0.89	4.839	3.919	1997-2013
J5704810	Le Coët-Organ à Quistinic [Kerdec]	237193	6774260	49	1.04	3.49	6.574	2.733	1980-2013
J6213010	Le Loch à Brech	251408	6752803	196.25	4.17	7.44	16.659	11.362	1993-2013
J7000610	La Vilaine à Bourgon [Pont D 106]	398539	6795091	58	1.04	4.28	5.387	1.969	1989-2013
J7024010	La Valière à Erbrée [Pont D 110]	393750	6786750	28.5	0.79	2.03	5.524	2.572	1980-2013
J7053010	La Cantache à Champeaux [Rabaud]	382230	6790409	135	1.12	3.69	14.332	4.591	1980-1994
J7060610	La Vilaine à Servon-sur-Vilaine	368250	6788750	599.5	3.5	13.35	45.342	13.306	1980-1990
J7083110	Le Chevré à la Bouëxière [Le Drugeon]	365832	6796499	161.75	1.58	4.44	17.021	9.045	1980-2013
J7103010	L'Ille à Montreuil-sur-Ille	353669	6809809	100.75	2.79	9.78	5.978	3.719	1993-2013
J7114010	L'Illet à Chasné-sur-Illet [Pont D 106]	360592	6803943	108	1.71	4.5	11.771	5.577	1990-2013
J7214010	La Flume à Pacé [Tixué]	344948	6797489	94.5	0.92	4.95	6.884	4.337	1980-2013
J7353010	Le Meu à Montfort-sur-Meu [L'Abbaye]	332392	6792411	480.75	1.75	7.05	36.175	19.556	1980-2013
J7364220	La Chèze à Plélan-le-Grand [L'Enlevrier]	324478	6779615	10.75	0.71	1.9	2.344	1.28	1989-2013
J7483010	La Seiche à Bruz [Carcé]	348155	6779315	814.25	5.38	8.81	38.927	23.835	1980-2013
J7500610	La Vilaine à Guichen [Le Boël]	345584	6776520	3300.25	3.92	11.1	166.114	106.074	1993-2013
J7513010	Le Canut Nord à Maxent [La Botelerais]	327811	6777899	27.5	0.96	2.89	4.611	1.662	1989-2013
J7633010	Le Semnon à Bain-de-Bretagne [Rochereuil]	358250	6759750	383.25	2.25	5.74	46.381	20.126	1980-2013
J7803020	La Chère à Châteaubriant [Béré]	371052	6744537	59.25	0.12	1.88	7.379	2.308	1996-2013
J7824010	L'Aron à Grand-Fougeray [La Bernardais]	348508	6745194	111.5	1.58	4.79	12.264	6.624	1980-2013
J7833020	La Chère à Derval [Pont RN 137]	347443	6743847	347.5	2.17	5.29	43.2	20.936	1993-2013
J7953010	Le Don à Conquereuil [Les Rivières]	343565	6734690	580.25	2.71	5.87	52.539	30.542	2000-2013
J7963010	Le Don à Guémené-Penfao [Juzet]	340511	6735638	600	2.75	8.05	53.124	28.056	1993-2013
J7973010	Le Canut Sud à Saint-Just [La rivière Colombel]	327337	6753515	43.5	1	2.83	5.041	1.831	1980-2013
J8002310	L'Oust à Saint-Martin-des-Prés [La Ville Rouault]	258233	6819096	27.75	0.62	2.65	3.629	2.682	1980-2013
J8022310	L'Oust à Hémonstoir	267937	6800302	253	2.38	6.96	22.606	11.018	1980-1995
J8022320	L'Oust à Hémonstoir [Pont D 69]	267838	6799750	253.5	2.42	9.69	26.458	11.379	1998-2009
J8133010	Le Lié à la Prénessaye [Saint Sauveur Le Haut]	282618	6803939	297.5	0.92	3.54	33.688	13.287	1982-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
J8202310	L'Oust à Pleugriffet [La Tertraie]	279545	6779811	928.75	1.83	7.86	73.245	39.566	1984-2013
J8363110	L'Yvel à Loyat [Pont D 129]	299897	6779647	295.5	2.42	8.95	19.831	10.341	1980-2013
J8433010	La Claie à Saint-Jean-Brévelay	273656	6762667	136.75	1.92	7.1	11.517	6.635	1980-2013
J8502310	L'Oust à Saint-Gravé [Echuse Le Guélin]	308250	6750250	2465.25	3.79	10.99	166.453	87.392	1993-2013
J8602410	L'Aff à Paimpont [Pont du Secret]	316250	6777250	30.25	0.92	2.53	4.377	2.159	1980-2013
J8632410	L'Aff à Quelneuc [La rivière]	320637	6759824	339	2.79	7.66	28.564	15.63	1980-2013
J8653010	Le Combs à Maure-de-Bretagne [Compassy]	329909	6764544	100.25	1.12	3.83	10.444	4.439	1980-1995
J8813010	L'Arz à Molac [Le Qinquizio]	293032	6749176	161	4.25	10.17	15.086	7.984	1980-2013
J9202510	L'Isac à Guenrouet [Melneuf]	329626	6722333	552	2.12	1.98	14.832	8.257	2001-2013
K0100023	La Loire à Goudet [station calcul]	772786	6421521	463	0.33	0.9	85.137	118.742	1981-2006
K0114020	La Gazeille à la Besseyre-Saint-Mary	782013	6425971	49.5	0.42	1.47	18.751	13.681	1993-2013
K0214010	La Gagne à Saint-Germain-Laprade [Les Pandreaux]	777234	6435320	106.25	0.42	1.6	25.4	18.75	1998-2013
K0243010	La Borne occidentale à Saint-Paulien [Laroche Lambert]	762428	6447090	148.25	0.83	2.96	15.353	10.103	2003-2013
K0253020	La Borne occidentale à Espaly-Saint-Marcel	768041	6439267	358.25	0.88	3.71	29.585	22.053	1993-2012
K0258010	Le Dolaizon à Vals-près-le-Puy [Les Vigneaux]	767932	6436481	47.25	0.62	1.85	7.051	7.186	2001-2013
K0260020	La Loire à Chadrac [Pont du Monteil à Chadrac]	771123	6441373	1316	0.83	2.18	201.745	162.665	1998-2013
K0333010	L'Arzon à Vorey [Pont Eyrauzet]	769052	6456733	153.75	1	3.84	18.615	10.387	1997-2013
K0403010	Le Lignon du Velay au Chambon-sur-Lignon	802402	6440678	140.5	0.46	1.6	61.921	45.728	1993-2012
K0454010	La Dunières à Sainte-Sigolène [Vaubarlet]	795338	6458003	217.75	0.71	3.39	28.747	17.59	1994-2013
K0567520	La Semène à Saint-Didier-en-Velay [Le Crouzet]	798002	6469025	128.5	0.54	2.5	20.095	11.708	1993-2013
K0567530	La Semène à Jonzieux	806852	6467648	58	0.71	2.49	8.858	4.037	1993-2013
K0624510	Le Bonson à Saint-Marcellin-en-Forez [Le Bled]	792741	6486347	108.75	0.83	2.83	12.282	7.882	1980-2008
K0643110	La Mare à Saint-Marcellin-en-Forez [Vérines]	788306	6488474	94.5	0.5	2.29	11.793	10.055	1980-2013
K0663310	La Coise à Larajasse [Le Nézel]	818834	6504313	61.75	0.54	1.71	12.191	8.689	1980-2013
K0704510	La Toranche à Saint-Cyrles-Vignes	798750	6510250	62.25	0.79	3.07	7.505	4.97	1980-2013
K0724510	Le Chanasson à Civens [La rivière]	793750	6522250	12.75	0.71	2.36	1.559	0.843	1980-2013
K0733220	Le Lignon de Chalmazel à Chalmazel [Chevelières]	767469	6511172	59.5	0.33	1.09	18.22	11.495	1993-2013
K0744010	L'Anzon à Débats-Rivière-d'Orpra [Cotes]	774028	6518675	179.75	1.83	6.73	20.209	10.04	1980-2013
K0753210	Le Lignon du Forez à Boën	777765	6516595	372.25	1.17	4.77	46.195	21.316	1993-2013
K0763310	Le Vizezy à Essertines-en-Châtelneuf [La Guillauche]	779390	6501836	43.5	0.46	1.78	5.305	2.886	1993-2012
K0773220	Le Lignon de Chalmazel à Poncins [2]	790262	6515186	661.5	1.96	7.58	56.696	27.56	1993-2013
K0813020	L'Aix à Saint-Germain-Laval	777867	6526233	195.5	1.08	4.19	29.85	14.863	1980-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
K0910010	La Loire à Villerest	780798	6545497	6600.25	1.62	6.87	502.533	298.081	1993-2012
K0937010	L'Oudan à Riorges	780804	6552076	28	0.58	1.56	3.499	2.032	1984-2009
K0943010	Le Rhins à Amplepuis	803044	6543370	114.25	2.42	8.44	15.816	7.878	1980-2013
K0974010	Le Gand à Neaux	791942	6540145	85.75	1.46	4.99	11.032	5.847	1980-2013
K0983010	Le Rhins à Saint-Cyr-de-Favières [Pont Mordon]	786636	6542929	431	1.46	5.57	52.565	27.978	1993-2013
K1004510	Le Rhodon à Perreux	786971	6549138	32.25	0.5	1.24	6.394	3.119	1980-2013
K1084010	La Teyssonne à Changy [La Noaillerie]	768248	6560156	23.25	3.46	13.62	2	1.001	1980-2013
K1173210	L'Arconce à Montceaux-l'Étoile	780717	6584764	597.75	1.92	6.89	55.567	23.612	1993-2013
K1243010	La Drée à Saint-Léger-du-Bois [Champéceuilon]	807709	6658666	248.25	1.5	3.95	30.863	13.696	1997-2013
K1251810	L'Arroux à Dracy-Saint-Loup [Surmoulin]	800395	6656380	770.75	1.33	4.41	91.567	42.201	1984-2013
K1273110	Le Ternin à Tavernay [Pré Charmoy]	795640	6655321	261.5	2.62	8.06	35.452	14.223	1980-2013
K1284810	La Selle à la Celle-en-Morvan [Polroy]	790906	6656780	130	2.54	9.97	22.411	9.739	1980-2013
K1321810	L'Arroux à Étang-sur-Arroux [Pont du Tacot]	790858	6639719	1788.75	2.62	8.23	204.143	83.325	1980-2013
K1341810	L'Arroux à Rigny-sur-Arroux	779283	6604359	2271.25	3.25	11.12	211.629	83.873	1988-2013
K1363010	La Bourbince à Ciry-le-Noble	800250	6613250	343.5	2	6.56	35.447	14.388	1981-2013
K1383010	La Bourbince à Vitry-en-Charollais	782746	6597423	822	2.29	8.7	70.165	30.515	1992-2013
K1414010	La Vouzance à Saint-Léger-sur-Vouzance	772222	6591042	137.25	0.88	2.16	19.811	10.363	1997-2013
K1506410	Le Sapey à la Chabanne [Moulin Voir]	757025	6548504	22.25	2.33	9.81	3.026	2.291	1995-2010
K1524010	Le Barbenan au Breuil	753037	6566248	123	2.33	8.1	14.192	6.81	1980-2013
K1533020	La Besbre à Lapalisse [Moulin Marin]	748478	6574002	452.5	3.75	14.52	36.238	13.155	1994-2008
K1563020	La Besbre à Saint-Pourçain-sur-Besbre	750191	6597632	714.75	2.83	10.31	55.612	32.508	2000-2013
K1713010	L'Aron à Châtillon-en-Bazois [Mingot]	748827	6662718	185	2.04	6.36	19.04	3.126	1996-2013
K1724210	La Dragne à Vandenesse	758122	6645915	114.75	0.88	3.03	22.399	6.885	1980-2013
K1753110	L'Alène à Cercy-la-Tour [Coueron]	751862	6638556	341.75	2.33	8.02	41.513	10.522	1980-2013
K1764010	La Canne à Montigny-sur-Canne	749694	6648067	181	2.75	7.66	26.265	5.176	1980-1995
K1764020	La Canne à Saint-Gratien-Savigny [Moulin de Challuy]	749738	6646178	186.75	2.75	8.45	22.391	3.307	1996-2013
K1810310	L'Acolin à la Chapelle-aux-Chasses	741013	6619277	242.25	2.54	6.3	18.664	6.755	1998-2013
K1914510	L'Ixeure à la Fermeté	725491	6651469	115.75	1.58	4.76	17.956	3.011	1980-2013
K1943010	La Nièvre de Champlemy à Saint-Aubin-les-Forges	715762	6670787	203	2.83	11.64	11.772	4.869	1980-1999
K2010820	L'Allier à Laveyrune [Rogleton 2]	771250	6390836	50	1.92	5.19	29.044	22.792	1985-2013
K2064010	Le Langouyrou à Langogne	767906	6403834	64.75	1	5.62	15.61	13.188	1996-2013
K2070810	L'Allier à Langogne	767916	6404331	321.25	1.5	5.28	128.454	107.321	1993-2013
K2090810	L'Allier à Saint-Haon [Nouveau Monde]	758816	6415710	518.75	1.17	6.4	146.908	113.705	1993-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
K2123010	Le Chapeauroux à Pierrefiche [Pont de Baves]	755238	6396993	114	0.75	2.99	16.653	8.417	1980-2013
K2134010	La Clamouse à Chastanier	759817	6403084	52.5	0.96	3.21	8.037	4.159	1994-2013
K2163110	Le Grandrieu à Grandrieu	750376	6410167	71.25	0.38	1.99	11.591	9.088	1994-2013
K2223020	L'Ance du Sud à Saint-Préjet-d'Allier [Chambonnet]	750250	6422250	80.25	1.33	5.43	8.529	3.168	1993-2013
K2226010	Le Paris à Saint-Préjet-d'Allier [La Romaine]	752250	6418750	70	1.08	3.4	5.648	2.884	1996-2013
K2240810	L'Allier à Prades [amont du pont]	747039	6436626	1349	1.04	6.28	183.078	145.316	1993-2008
K2240820	L'Allier à Prades [Cristal aval pont amont Seuges]	747250	6436250	1345	1.67	5.45	170.783	139.464	2002-2013
K2254010	La Seuge à Saugues	743424	6430372	114	0.83	4.49	10.157	4.134	1993-2013
K2300810	L'Allier à Langeac	738585	6446507	1811.75	1.25	5.3	217.597	171.309	1993-2013
K2316210	La Crouce à Aubazat	734750	6449250	125.75	1.17	6.74	8.367	4.166	1980-2013
K2330810	L'Allier à Vieille-Brioude	732040	6462428	2272.5	1.33	10.56	202.708	169.774	1993-2011
K2363010	La Senouire à Paulhaguet [La Fridière]	740999	6455504	156	0.58	3.87	14.47	10.26	1993-2013
K2363020	La Senouire à Salzuit	739750	6457250	207	0.79	2.75	20.051	10.483	2001-2013
K2365510	Le Lidenne à Couteuges [La Tuilerie Basse]	739522	6455829	43.75	1.04	2.55	4.892	3.827	1980-2013
K2373110	Le Doulon à Saint-Vert	741250	6475250	35.5	0.88	3.79	2.828	1.714	1998-2013
K2430810	L'Allier à Agnat [Pont d'Auzon]	727950	6476329	2957.5	1.71	8.12	245.553	188.634	1993-2013
K2514010	L'Allanche à Joursac [Pont du Vernet]	699250	6448250	154.5	0.62	2.96	20.045	9.368	1993-2013
K2514020	L'Allanche à Allanche	694743	6458880	62.75	0.92	4.33	9	3.153	1991-2013
K2523010	L'Alagnon à Joursac [Le Vialard]	702148	6451102	314.75	1.33	4.65	50.134	20.472	1993-2013
K2534010	L'Arcueil à Massiac [Bousseolorque]	712750	6464750	97.75	2	7.71	8.476	4.663	1980-2013
K2593010	L'Alagnon à Lempdes	720782	6476056	990.25	1.04	4.56	107.404	47.514	1993-2013
K2623010	La Couze d'Ardes à Madriat	714871	6481212	131.25	0.42	6.13	9.28	8.409	1997-2013
K2644010	L'Ailloux à Manglieu [Lavaur]	727901	6502651	75.5	0.83	3.41	7.903	4	1980-2013
K2654010	La Couze Pavin à Saint-Floret	708674	6494592	210.75	1.42	6.57	28.361	10.88	1993-2013
K2674010	La Couze Chambon à Montaigut-le-Blanc [Champeix]	708164	6498658	158.5	0.58	2.94	24.046	13.953	1993-2013
K2674030	La Couze Chambon à Chambon-sur-Lac [amont Lac]	692877	6496678	34	0.67	2.25	9.569	5.978	1992-2013
K2674040	La Couze Chambon à Muroi [aval Lac]	694540	6496915	38.5	2.71	14.01	4.751	2.971	1992-2013
K2680810	L'Allier à Vic-le-Comte	715735	6506906	5385.5	2.5	9.27	387.944	206.841	1993-2013
K2680820	L'Allier à Coudes	716478	6501760	5330.75	2.29	11.29	303.344	189.139	1984-2013
K2698210	L'Auzon à la Roche-Blanche	710134	6510984	44.25	0.33	1.89	1.164	0.653	1998-2013
K2753010	La Morge à Montcel	704428	6547201	114	0.83	4.92	6.714	4.085	1980-2013
K2763110	Le Bédât à Cébazat [La Maison Rouge]	706750	6520250	42.25	0.04	0.31	3.738	2.698	1991-2013
K2773120	Le Bédât à Saint-Laure	722677	6533410	386.5	0.25	0.78	25.317	7.553	2000-2013
K2774020	L'Ambène à Ennezat	717359	6532263	101.5	0.33	1.29	7.622	4.485	2000-2013
K2790810	L'Allier à Limons	734729	6541119	7028.5	2.54	11.8	391.151	199.3	1993-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
K2821910	La Dore à Dore-l'Église	758250	6475750	104.75	0.79	3.04	12.127	5.575	1993-2013
K2834010	La Dolore à Saint-Bonnet-le-Chastel [Moulin Neuf]	749297	6483211	68.25	0.62	2.43	10.705	4.908	1993-2013
K2851910	La Dore à Ambert	757250	6493750	484.75	1.75	6.98	37.991	16.403	1996-2013
K2871910	La Dore à Saint-Gervais-sous-Meymont [Maison du Parc / Giroux-Dore]	747511	6510159	790	1.79	8.8	66.058	29.274	1993-2013
K2884010	La Faye à Olliergues [Giroux-Faye]	746750	6511250	71.5	0.62	2.34	12.886	5.152	1993-2013
K2944010	Le Couzon à Courpière [Le Salet]	744044	6516286	75.25	0.46	1.9	15.08	9.319	1993-2013
K2981910	La Dore à Dorat	737043	6532501	1517.25	1.88	8.63	137.435	64.672	1993-2013
K2994010	La Credogne à Puy-Guillaume	736673	6540595	82.25	0.96	4.69	9.502	6.078	1997-2013
K3030810	L'Allier à Saint-Yorre	735470	6551443	8944	2.71	12.89	488.204	233.684	1993-2013
K3053100	Le Sichon à Ferrières-sur-Sichon	749990	6547333	29.25	0.96	4.3	4.347	1.838	1994-2013
K3060310	Le Sichon à Cusset [Moulin Vidot]	736669	6557845	164	1.54	5.02	21.866	10.744	1997-2013
K3074010	Le Jolan à Cusset	736750	6559750	64	1.08	3.42	11.34	7.862	1994-2013
K3222010	La Sioule à Pontgibaud	687750	6524250	358.25	1	4.82	42.591	19.844	1993-2013
K3264010	La Saunade à Pontaumur	673750	6529750	112.25	1.29	5.32	9.082	3.694	1980-2013
K3273010	Le Sioulet à Miremont [La Prugne]	677002	6531871	476.25	1.33	6.05	47.029	18.977	1993-2013
K3373010	La Bouble à Chareil-Cintrat	717470	6573726	560.75	0.83	2.63	64.307	41.733	1993-2013
K3374710	Le Boublon Lagées à Fourilles	715273	6571545	69.5	0.58	2.27	4.02	4.296	1980-2013
K3382010	La Sioule à Saint-Pourçain-sur-Sioule	722819	6578860	2423.5	1.58	10.45	135.769	79.867	1993-2011
K3464010	La Queune à Neuvy	722183	6608791	113.25	1.17	3.21	10.833	5.642	1997-2013
K3533010	La Burge à Agonges [Le Vieux Cheval]	710421	6614460	71.75	1.71	2.7	12.567	7.481	1994-2013
K3603010	La Bieudre à Pouzy-Mésangy	700373	6622995	145	1.42	2.9	20.246	8.92	1994-2013
K4013010	L'Aubois à Grossouvre [Trézy]	694861	6643834	140	1.96	5.57	9.129	3.939	1996-2013
K4073110	La Vauvise à Saint-Bouize [La Grange]	692175	6685605	400.75	4.67	19.39	12.159	5.873	1997-2013
K4080010	La Loire à Saint-Satur [écluse de Saint Satur]	692250	6697250	34107.25	4.17	21.51	1334.285	538.76	2000-2013
K4094010	Le Nohain à Saint-Martin-sur-Nohain [Villiers]	699775	6695048	476	6.08	39.36	9.186	4.615	1980-2013
K4180020	La Loire à Saint-Martin-sur-Ocre [Gien rive gauche]	673040	6730774	35652.5	4.58	20.1	1383.506	509.063	1993-2013
K4383110	Le Dhuy à Saint-Cyr-en-Val [Gobson]	621015	6750398	203	2.08	7.32	7.269	3.737	1985-2013
K4443010	L'Ardoux à Lailly-en-Val	600750	6741750	165.75	4.75	11.61	3.805	2.694	1980-2013
K4793010	Le Cosson à Chailles	572839	6717285	724.5	4.42	12.46	19.006	10.54	1993-2013
K4853000	La Cisse à Nazelles-Négron	546702	6705808	762	3.08	12.89	16.419	6.459	1998-2013
K4856020	La Ramberge à Pocé-sur-Cisse [2]	548250	6711750	66	0.88	2.34	3.863	2.628	1980-1993
K4873110	La Brenne à Villedômer [Bas-Villaumay]	541997	6720718	260.5	1.08	3.05	26.527	11.199	1980-2005
K4873120	La Brenne à Villedômer [Bas Villaumay Amont]	541750	6720250	261	1.04	2.93	22.705	7.787	2001-2013
K4900030	La Loire à Tours [aval pont Mirabeau]	530250	6702750	42376.75	4.79	28.57	1349.804	603.047	1998-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
K5054010	Le Boron à Saint-Marcel-en-Marcillat [Pont Rameau]	669750	6563250	76.25	1.29	3.92	9.378	4.532	1997-2010
K5083010	La Tartasse à la Petite-Marche [Saint-Pardoux]	667750	6564027	131	0.88	3.79	12.048	5.935	1997-2013
K5143110	La Voueize à Gouzou	642968	6566589	149.75	2.29	9.86	12.148	4.098	1980-2013
K5183010	La Tardes à Évaux-les-Bains	657188	6565104	864.5	1.71	6.53	79.668	36.576	1993-2008
K5234010	La Magieure à Vaux	667465	6590919	199.5	0.92	2.59	19.838	18.934	1997-2013
K5343210	L'Oeil à Malicorne [Beaufrancon]	681138	6579271	127.5	0.79	3.15	13.039	8.531	1980-2013
K5363210	L'Oeil à Villefranche-d'Allier [Fouctière]	686634	6590714	324.75	2.38	6.71	22.619	13.101	1992-2008
K5383020	L'Aumance à Hérisson	675750	6602750	929.5	1.25	3.9	88.132	46.011	1993-2013
K5424010	La Sologne à Ainay-le-Château	676004	6623241	89.75	4.33	15.62	3.317	1.633	1994-2013
K5433020	La Marmande à Saint-Pierre-les-Étieux [Brébeurre]	671241	6625260	218.25	1.62	6.43	9.911	4.88	1992-2013
K5490900	Le Cher à Vierzon	629750	6679750	4545.75	5.33	18.65	167.502	98.36	1994-2013
K5543010	L'Airain à Crosses	668077	6656775	312.25	4.67	18.76	12.563	6.557	1986-2013
K5552300	L'Yèvre à Savigny-en-Septaine	666851	6661173	541.75	5.38	20.19	17.908	9.675	1995-2013
K5574100	Le Moulon à Bourges [Asnières]	656127	6669467	107	1.33	3.46	13.499	5.08	1994-2013
K5623010	L'Auron au Pondy	673373	6633958	205	1.58	4.6	12.642	7.37	1989-2013
K5653010	L'Auron à Bourges [L'Ormediot]	658089	6659783	559.75	2.54	9.58	28.889	11.633	1980-2013
K6102420	L'Arnon à Saint-Baudel [Les Gours]	636675	6639122	837.75	2.62	10.13	47.132	18.607	1993-2006
K6192420	L'Arnon à Méreau [Alnay]	626750	6674250	2166.25	3.29	14.21	71.137	42.268	1996-2013
K6332520	La Grande Sauldre à Brinon-sur-Sauldre [2]	644268	6718466	602.75	2.5	8.1	37.767	18.912	1989-2013
K6334010	La Nère à Aubigny-sur-Nère	657517	6710286	85	1.08	5.89	4.999	3.793	1980-2013
K6373020	La Petite Sauldre à Ménétréol-sur-Sauldre	647624	6705375	325.75	1.38	4.52	35.174	13.072	1980-2013
K6402510	La Sauldre à Salbris	627054	6703050	1212.25	2.75	10.44	69.348	27.612	1980-2006
K6492510	La Sauldre à Selles-sur-Cher	589274	6688380	2269.5	4.54	17.28	85.964	30.976	1993-2013
K6544010	Le Poulain à Poulaines	598250	6677750	22	0.38	0.98	4.508	4.213	1980-1994
K6593020	Le Fouzon à Meusnes [Gué au loup]	585414	6685546	1007.25	3.29	15.6	32.328	25.736	2003-2013
K7202610	L'Indre à Ardentes	610705	6627513	688	1.5	5.06	62.425	29.985	1993-2013
K7207510	La Ringoire à Déols	600096	6637984	99.25	4.58	23.28	2.593	1.302	2000-2013
K7312610	L'Indre à Saint-Cyran-du-Jambot	557741	6659092	1718	2.67	19.84	67.152	37.219	1995-2013
K7414010	La Tourmente à Villeloin-Coulangé [Coulangé]	566649	6672109	100.25	0.83	1.93	17.947	9.87	1980-2013
K7424010	L'Olivet à Beaumont-Village [1]	564520	6677364	79.75	0.5	1.39	14.233	7.069	1980-2001
K7433030	L'Indrois à Genillé	555863	6677229	400.75	0.96	2.61	51.834	30.515	1980-2013
K7514010	L'Échandon à Saint-Branches	535047	6685285	125.25	1.29	4.33	9.953	7.072	1980-2013
K7534520	La Thilouze à Pont-de-Ruan [2]	517277	6686838	40.25	0.42	1.14	7.299	4.63	1983-1994
L0010610	La Vienne à Peyrelevade [Servières]	622764	6511882	65.25	1.5	4.93	12.394	3.707	1993-2013
L0050630	La Vienne à Eymoutiers	602264	6516411	376.5	1.54	7.2	40.399	15.281	1994-2013
L0093020	La Combade à Roziers-Saint-Georges	588571	6517532	173	1.62	8.78	15.892	4.467	2001-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
L0123030	La Maulde à Peyrat-le-Château	607750	6527750	101.75	1.17	5.1	12.344	3.088	1993-2013
L0140610	La Vienne à Saint-Priest-Taurion	576146	6532951	1159.75	2.04	11.88	106.971	46.48	1993-2013
L0244510	La Leyrenne à Saint-Dizier-Leyrenne	600488	6545635	60.75	1.33	4.84	8.038	2.157	1980-1993
L0314010	La Vige à Saint-Martin-Sainte-Catherine	589895	6540598	128.75	1	5.14	15.812	4.965	1993-2013
L0513010	La Roselle à Saint-Hilaire-Bonneval	571111	6516231	125.75	0.54	1.33	28.907	16.982	1980-1996
L0563010	La Briance à Condat-sur-Vienne [Chambon Veyrinas]	564750	6518750	595.75	0.71	2.43	94.171	38.391	1994-2013
L0614020	L'Aurence à Isle	559443	6525104	89.25	0.67	2.08	15.179	4.603	1995-2013
L0624010	L'Aixette à Aix-sur-Vienne	554641	6520916	138.5	0.71	2.25	33.374	14.871	1980-2000
L0700610	La Vienne à Verneuil-sur-Vienne [Pont de La Gabie]	552430	6528656	3397	1.67	9.12	329.108	125.157	1993-2013
L0813010	La Glane à Saint-Junien [Le Dérot]	538442	6536960	298.5	1.83	7.66	29.599	12.093	1980-2013
L0914020	La Gorre à Chaillac-sur-Vienne	536087	6529245	177.25	0.88	3.45	26.419	11.864	1993-2013
L0920610	La Vienne à Étagnac [Pont de Pilas]	528268	6531872	4104.25	1.67	11.58	369.358	167.304	1991-2013
L0940610	La Vienne à Confolens	519750	6547750	4392.75	2.25	13.79	343.813	144.025	2002-2013
L2321610	Le Clain à Vivonne [Danlot]	491720	6596953	1769	3.12	12.15	90.506	40.98	1996-2013
L2501610	Le Clain à Dissay	503121	6625741	2831.5	3.46	29.41	82.814	65.25	1998-2013
L3100610	La Vienne à Châtellerault [Pont Henri IV]	512474	6637983	9951	2.04	11.11	575.093	297.721	1999-2012
L3200610	La Vienne à Ingrandes	514465	6644753	10012.5	2.92	10.72	681.74	246.779	1980-2013
L4010710	La Creuse à Felletin	635750	6530750	155.5	1.83	8.09	21.536	6.9	1994-2013
L4033010	La Rozeille à Moutier-Rozeille [Aubusson]	637250	6536750	190	3.08	11.14	16.18	5.212	1993-2013
L4210710	La Creuse à Glénic	616674	6569904	999.5	1.42	6.33	97.013	53.952	1993-2013
L4220710	La Creuse à Fresselines	598477	6587348	1234.25	1.96	8.69	111.478	55.708	1994-2009
L4411710	La Petite Creuse à Fresselines [Puy Rageaud]	599254	6588169	847	1.38	4.81	88.401	41.008	1993-2013
L4523020	La Sedelle à Lafat	591787	6584276	228.5	0.96	3.7	26.694	11.457	1993-2004
L4653010	La Bouzanne à Velles [Forges]	595017	6619338	441	1.29	4.04	52.004	27.944	1980-2013
L4710710	La Creuse à Ciron [Scoury]	569130	6616131	3326.5	2.25	9.84	247.515	124.299	1993-2013
L5001810	La Gartempe à Saint-Victor-en-Marche	606269	6558445	79.5	1.12	4.05	9.42	3.421	2002-2013
L5014110	La Graulade à Saint-Silvain-Montaigut	603250	6561750	16.75	0.62	2.63	2.082	0.609	1980-1994
L5034010	L'Ardour à Folles [Forgefer]	583787	6556316	130.25	1.5	7.16	12.066	5.063	1980-2013
L5101810	La Gartempe à Folles [Bessines]	578997	6558307	566.5	1.71	9.02	46.252	16.114	1993-2013
L5134010	La Semme à Droux	556619	6562905	176.5	1.75	7.71	16.398	8.523	1980-2013
L5223020	Le Vincou à Bellac [2]	547237	6561300	284.75	1.46	5.97	27.222	8.94	1993-2013
L5301810	La Gartempe à Saint-Bonnet-de-Bellac	541791	6566963	1402.5	1.88	9.6	108.309	36.92	1994-2013
L5323010	La Brame à Oradour-Saint-Genest	545859	6574379	232	1.17	3.47	32.72	12.252	1980-2013
L5401810	La Gartempe à Lathus-Saint-Rémy	540874	6578087	1728.5	1.71	8.39	136.359	53.491	1999-2013
L5411810	La Gartempe à Montmorillon	536388	6593688	1886.5	1.58	7.34	160.994	75.748	1998-2013
L5511910	L'Anglin à Prissac	566062	6601927	226.5	0.79	1.93	44.374	26.421	1980-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
L5623010	La Benaize à Jouac	566130	6585376	186	0.92	3.06	30.334	16.04	1980-2013
L6020710	La Creuse à Leugny	525255	6648032	8004.25	2.33	9.73	549.49	216.122	1980-2013
L6202030	La Claise au Grand-Pressigny	534750	6646750	866.75	2.08	8.59	35.549	19.46	1980-2013
L6216920	Le Brignon à Paulmy [2]	534804	6655745	73.75	0.88	2.13	7.363	3.521	1980-2001
L7000610	La Vienne à Nouâtre	513647	6663951	19892	2.88	12.86	1115.044	510.155	1980-2013
L7123001	La Veude à Lémeré	495705	6670238	398.75	2.29	8.08	7.351	4.112	1997-2013
L8000020	La Loire à Saumur	467502	6689207	81358.5	7.29	27.66	2202.887	1073.934	1993-2013
M0014110	L'Hoëne à la Mesnière [La Foulerie]	511125	6830559	77	0.96	3.57	4.238	1.614	1980-2013
M0050620	La Sarthe à Saint-Céneri-le-Gérei [Moulin du Désert]	476233	6813593	901.25	5.58	14.57	52.528	24.837	1990-2013
M0104010	L'Ornette à Saint-Pierre-des-Nids [Larray]	470750	6812750	53	0.58	1.51	12.066	5.544	1992-2013
M0105610	Le Terraçon à Saint-Pierre-des-Nids [Pont des Terriers]	471398	6813099	29.5	0.96	2.89	5.125	2.089	1994-2013
M0114910	Le Merdereau à Saint-Paul-le-Gaultier [Chiantin]	466609	6807990	116.5	1	4.47	12.625	6.536	1984-2013
M0124010	La Vaudelle à Saint-Georges-le-Gaultier	470176	6803608	90.75	1.71	7.42	8.382	3.831	1992-2013
M0134010	L'Orthe à Douillet [Le Joly]	474408	6800822	121.25	2.42	13.5	7.398	5.057	1995-2013
M0153010	La Bienne à Thoiré-sous-Contensor	492526	6804453	103.75	2.33	11.97	3.954	1.925	1991-2013
M0156510	La Saosnette à Thoiré-sous-Contensor	493250	6804750	34	1.42	4.35	0.34	0.575	1991-2007
M0243010	L'Orne Saosnoise à Montbizot [Moulin Neuf Cidrie]	492217	6788045	504	3.38	10.92	22.073	10.497	1980-2013
M0250610	La Sarthe à Neuville-sur-Sarthe [Montreuil]	492076	6780274	2717.25	5.92	12.99	180.875	78.901	1993-2013
M0301510	L'Huisne à Réveillon [Moulin de Réveillon]	519963	6821671	83.5	1.12	4.06	5.893	3.72	1996-2013
M0354001	La Cloche à Margon	538250	6803750	112.25	0.79	2.72	5.371	3.048	2001-2013
M0361510	L'Huisne à Nogent-le-Rotrou [Pont de bois]	537960	6804263	835.5	2.67	10.23	35.28	13.848	1980-2013
M0365010	La Rhône à Nogent-le-Rotrou	539250	6802250	78.25	0.75	3.09	4.224	1.862	1980-1993
M0416010	La Tortue à Saint-Michel-de-Chavaignes [L'Onglée]	520750	6775750	45	0.92	2.83	2.863	1.749	1989-2013
M0421510	L'Huisne à Montfort-le-Gesnois [La Pécardière]	506672	6774450	1935.75	4.42	13.97	65.021	23.889	1983-2013
M0424810	Le Narais à Saint-Mars-la-Brière	506092	6770112	161	1.33	9.53	3.283	1.982	1983-2013
M0500610	La Sarthe à Spay [amont]	486747	6760780	5426.5	5.33	15.56	216.987	100.992	1993-2007
M0504510	Le Roule Crottes à Arnage [Gué Gilet]	490898	6763220	69.5	1.71	10.26	2.532	1.523	1993-2013
M0514010	Le Rhonne à Guécélard [La Soufflardière]	487155	6757939	89.5	5.62	12.92	1.101	0.368	1988-2013
M0524110	Le Fessard à Cérans-Foulletourte [Grand Mineloup]	480070	6755375	44	1.46	13.23	1.079	0.833	1992-2007
M0525210	L'Orne Champenoise à Voivres-lès-le-Mans	482025	6762082	64.5	1.88	6.77	2.962	1.852	1984-2013
M0535010	La Gée à Fercé-sur-Sarthe [Planche Augis]	472687	6760560	113	1.54	4.86	6.699	3.572	1984-2013
M0544010	La Vézanne à Malicorne-sur-Sarthe	469173	6750068	79.75	2.5	6.63	3.735	1.974	1992-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
M0556030	Le Deux Fonds à Avoise [Gué Avezel]	460428	6757116	76.75	1.12	4.57	2.644	2.788	1992-2013
M0566220	Le Berdin à Tennie	471250	6784750	21.75	1	2.71	2.547	1.266	1982-2013
M0583020	La Vègre à Asnières-sur-Vègre	458486	6759215	401.75	3	10.62	25.015	11.879	1980-2013
M0613010	L'Erve à Voutré [La Crousille]	452888	6786541	65.25	2.96	9.87	3.819	1.437	1998-2013
M0624010	Le Treulon à Auvers-le-Hamon [La Havardière]	450428	6763632	145.75	1.5	3.81	21.002	7.722	1992-2005
M0633010	L'Erve à Auvers-le-Hamon [Moulin la Roche]	448823	6760569	390.25	1.96	4.88	40.948	18.438	1980-2013
M0653110	La Vaige à Bouessay	447250	6757750	233.5	1.75	5.6	22.615	10.694	1980-2013
M0674010	La Taude à Saint-Brice	442828	6756717	49.25	1.08	3.71	4.405	2.449	1981-2013
M1024810	La vallée de la Malorne à Bouville	580452	6796364	128.5	0.92	1.3	7.222	5.387	1980-1993
M1034020	L'Ozanne à Trizay-lès-Bonneval [Prémoteux]	577257	6791139	249.75	1.42	3.16	28.394	17.158	1980-2013
M1041610	Le Loir à Saint-Maur-sur-le-Loir	578250	6781750	1052	1.96	5.69	49.6	30.943	1980-2013
M1114010	L'Yerre à Saint-Denis-les-Ponts	568855	6774136	287	1.46	4.08	21.155	11.095	1980-1994
M1114011	L'Yerre à Saint-Hilaire-sur-Yerre [Bêchereau]	570171	6771476	303.25	1.25	4.58	23.66	13.813	1993-2013
M1156110	La Cendrine à Ternay	533329	6739215	30.5	0.92	2.26	1.88	1.642	1984-1998
M1213010	La Braye à Valennes [La Caboche]	537414	6770527	271	1.71	4.73	23.679	8.742	1980-2013
M1214010	Le Couëtron à Souday [Glatigny]	537250	6772750	72.5	0.75	2.02	12.514	7.053	1980-2001
M1244010	L'Anille à Saint-Gervais-de-Vic [La Cruchetière]	531410	6756250	90.75	0.96	2.69	9.445	5.418	1996-2013
M1254010	Le Tusson à la Chapelle-Gaugain [Les Riverelles]	525401	6747169	85	1.12	3.11	9.249	5.605	1994-2013
M1313010	La Veuve à Saint-Pierre-du-Lorouër [Petit Brives]	515750	6747250	151.75	0.96	2.44	13.239	10.771	1982-2013
M1324010	L'Étangsort à Courdemanche	517755	6748808	54.75	1	3.22	4.572	2.412	1994-2013
M1341610	Le Loir à Flée [Port-Gautier]	507250	6734250	5549	4.79	13.5	150.277	68.372	1993-2013
M1424410	La Maulne à Broc	490523	6722732	79.25	1.71	5.69	2.711	2.08	1980-1998
M1463020	L'Aune à Luché-Pringé [Moulin à Tan]	482667	6738626	222.5	2.79	8.79	7.476	3.817	1986-1996
M1464010	Le Casseau à Mansigné	484634	6742412	34.75	1.17	4.3	1.871	0.951	1989-2007
M1534510	L'Argance à la Chapelle-d'Aligné [La Cheviraye]	458786	6740139	53.25	1	3.6	3.536	2.155	1992-2013
M3014010	L'Aisne à Javron-les-Chapelles [Les Chapelles]	453613	6820616	144.5	1.62	4.89	18.303	6.389	1996-2013
M3020910	La Mayenne à Madré	451109	6826230	332.75	1.58	6.68	37.254	19.889	1994-2013
M3060910	La Mayenne à Ambrières-les-Vallées [Cigné]	434868	6822130	834.25	2.08	10.97	66.887	28.291	1993-2013
M3103030	La Varenne au Châtelier [La Fonte]	438020	6848973	46.75	1.54	4.99	7.258	1.792	1999-2013
M3133010	La Varenne à Saint-Fraimbault [Moulin Crinais]	428554	6828213	513.5	2.33	10.03	51.534	19.212	1992-2013
M3213010	La Colmont à la Bigottière [Lesbois]	418514	6822516	113	1.21	5.08	9.782	5.089	1996-2013
M3223010	La Colmont à Oisseau	428712	6813064	246.75	2.17	12.79	14.614	5.55	1993-2013
M3253110	L'Aron à Moulay	431127	6802694	185.75	2.17	9.26	14.886	5.481	1980-2013
M3313010	L'Ernée à Ernée	407750	6807750	114	0.96	6.52	7.596	3.292	1980-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
M3323010	L'Ernée à Andouillé [Les Vaugeois]	419386	6791915	374.75	1.62	6.45	32.713	10.9	1980-2013
M3340910	La Mayenne à l' Huisserie [Bonne]	421176	6774584	2909.25	2.5	13.55	210.189	91.786	1991-2013
M3403010	La Jouanne à Neau [La Touche]	441603	6789384	86.75	0.92	2.77	9.472	4.742	1995-2013
M3423010	La Jouanne à Forcé	423968	6776826	405.5	2.12	7.31	37.418	15.193	1980-2013
M3504010	Le Vicoin à Nuillé-sur-Vicoin	418107	6772123	241.25	1.67	4.54	28.936	13.484	1980-2013
M3514010	L'Ouette à Entrammes	423508	6769865	121.25	1.96	4.78	11.725	5.284	1985-2013
M3600910	La Mayenne à Château-Gontier	423108	6754050	3915.75	2.54	12.2	296.349	121.287	1990-2013
M3630910	La Mayenne à Chambellay	423427	6737494	4173	2.67	11.23	305.898	133.125	1990-2012
M3711810	L'Oudon à Cossé-le-Vivien	406840	6766674	152	2.04	5.74	11.477	5.432	1988-2013
M3771810	L'Oudon à Châtélais [Marcillé]	406013	6748829	733.25	2.38	7.39	48.338	24.201	1980-2013
M3774010	Le Chéran à la Boissière	401606	6750125	75.75	1.29	4.11	9.565	3.854	1980-2013
M3813010	La Verzée à Noëllet [Le Douet]	394515	6741074	108.5	3	12.55	5.318	2.907	1980-1992
M3823010	La Verzée au Bourg-d'Iré [La Pommeraye]	403639	6738342	206.5	2.62	7.3	14.516	8.143	1990-2013
M4114010	Le Brionneau à Avrillé [La Poêle]	428243	6716846	86.25	1.46	3.71	10.673	4.798	1994-2013
M5014220	L'Aubance à Soulaines-sur-Aubance [Charuau]	435288	6703144	167.75	0.92	2.48	13.874	7.417	1982-2013
M5124310	Le Lys à Aubigné-sur-Layon [La Guimardière]	436250	6686250	111.25	1.79	3.66	18.415	9.022	1996-2013
M5222010	Le Layon à Saint-Lambert-du-Lattay [Pont de Bézigon]	427250	6696250	927.75	2.12	5.8	71.957	37.601	1982-2013
M6013010	L'Evre à la Chapelle-Saint-Florent [Pont Dalaine]	394000	6697819	462.5	1.29	3.32	81.555	39.033	1980-2013
M6014010	Le Beuvron à Andrezé [Tuvache]	400047	6682835	36.75	0.75	1.88	9.576	3.163	1980-2013
M6204010	Le Donneau à Mésanger [Pont-Esnault]	376750	6712750	79	1	1.76	20.378	11.495	1980-1998
M6214010	La Divatte à Landemont	377732	6693017	62.75	0.67	1.61	19.77	8.984	1980-1998
M6315610	Les Grands Gués à Angrie [Les Tuyas]	396914	6726810	41.75	1.12	2.06	6.583	2.828	1980-1998
M6323010	L'Erdre à Candé [La Grée]	395647	6725488	174	1.67	4.76	17.044	7.318	1980-2013
M6333020	L'Erdre à Nort-sur-Erdre [Moulin de Vault]	362604	6716635	463.75	3.5	9.39	31.689	15.114	1980-2013
M6333030	L'Erdre à Bonnoeuvre [Les Basses Provostières]	378624	6721736	295	2.25	7.72	24.767	10.839	1996-2013
M7005610	L'Ouine au Breuil-Bernard [Les Alleuds]	429250	6628750	61.25	0.92	3.21	13.794	8.461	1995-2013
M7022410	La Sèvre Nantaise à Saint-Mesmin [La Branle]	417965	6641142	362.5	1.71	4.76	64.144	27.506	1994-2013
M7044010	L'Ouin à Mauléon [La Voie Moulins]	411183	6658485	60.25	0.88	2.64	11.816	6.555	1980-2013
M7112410	La Sèvre Nantaise à Tiffauges [La Moulinette]	387601	6665762	812.25	2.29	6.85	113.729	62.861	1980-2013
M7213010	La Moine à Roussay [Clopain]	392376	6674083	292.75	0.83	3.37	38.138	16.646	1995-2013
M7213020	La Moine à Saint-Crespin-sur-Moine	382726	6674573	372	1.08	3.24	55.036	19.39	1993-2013
M7302420	La Sèvre Nantaise à Clisson	375360	6674412	1380.5	2.21	6.83	171.129	64.373	1994-2013
M7314010	La Sanguèze à Tillières [Moulin Pichon]	380159	6679782	95.25	1	2.41	20.865	12.201	1982-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
M7413010	La Grande Maine à Saint-Fulgent [Plessis des Landes]	383695	6653149	135.25	0.83	2.47	29.495	13.762	1990-2013
M7433110	La Petite Maine à Saint-Georges-de-Montaigu [Fromage]	374985	6655747	196	0.88	2.62	46.147	19.832	1996-2013
M7453010	La Maine à Remouillé	368750	6670250	594.75	1.62	3.6	112.98	44.32	1980-2013
M8112610	La Boulogne à Rocheservière [La Vacherie]	355588	6659353	190.5	1.67	4.03	34.118	14.385	1981-2006
M8144010	La Logne à Saint-Colomban [La Roussière]	351502	6667426	119.75	1.29	3.21	28.726	9.742	1981-2013
M8205020	L'Ognon aux Sorinières [Villeneuve]	356572	6678896	127.25	1.75	4.06	25.368	11.935	1980-2013
N0113010	Le Falleron à Falleron	342077	6653694	36.25	0.46	1.13	14.647	5.239	1980-2013
N0113020	Le Falleron à Machecoul [Le Bas Falleron]	335645	6664229	123.75	1.33	2.65	29.273	9.942	1994-2009
N0204210	Le Pont-Habert à Challans	328305	6652068	40.25	0.71	1.84	11.108	4.697	1995-2013
N3222010	La Smagne à Sainte-Pexine [Les Mottes]	384257	6611343	188.25	1.29	3.82	26.204	14.994	1980-2013
N3301610	Le Lay à Mareuil-sur-Lay-Dissais	377750	6612750	1056.25	2.5	6.84	128.566	56.872	1994-2013
N3308210	La Doulaye à Moutiers-sur-le-Lay	378799	6616731	38.5	0.75	2.44	8.199	1.473	1980-1998
N3403010	L'Yon à Dompierre-sur-Yon	365390	6635518	45.5	0.71	1.9	11.658	6.18	1982-2013
N3423020	L'Yon à Nesmy [Moulin de Rambourg]	363844	6621150	289.75	1.92	4.65	42.459	19.484	2001-2013
N7101810	La Vendée à Foussais-Payré [Pont d'Izard]	418710	6606614	162.5	1.04	3.72	29.424	6.905	1998-2013
N7121810	La Vendée à Pissotte [Pont de Crochet]	408784	6606535	390.75	2.62	8.35	45.965	21.896	1993-2013
O0010040	La Garonne à Saint-Béat [2]	511396	6204528	645.5	1.12	8.39	88.826	32.504	1992-2013
O0015310	Le Maudan à Fos	517250	6194750	39.25	0.83	2.82	11.855	5.453	1988-2013
O0050010	La Garonne à Chaum	507848	6207252	1040.5	1.21	11.61	108.797	33.335	1993-2008
O0200020	La Garonne [partielle] à Saint-Gaudens [Valentine]	513185	6224765	2227.75	1.04	4.67	275.643	107.22	1988-2010
O0234020	Le Ger à Aspet [2]	520160	6216076	94.5	0.88	3.03	28.059	9.404	1988-2013
O0362510	Le Salat à Soueix-Rogalle [Kercabanac]	553750	6200250	381.75	1.08	3.87	111.376	43.56	1988-2013
O0384010	L'Arac à Soulan [Freychet]	555453	6201587	179.25	0.75	2.53	63.928	29.522	1988-2013
O0444010	Le Lez aux Bordes-sur-Lez	538895	6202362	211.5	1.04	5.51	32.733	15.464	1988-2012
O0484010	Le Lez à Engomer [Balaguères]	541150	6207521	365.75	0.88	4.25	65.842	28.46	1988-2013
O0502520	Le Salat à Saint-Lizier [Saint Girons]	548262	6212025	1156.75	1.08	4.88	191.904	89.941	1988-2013
O0554010	L'Arbas à Castelbiague [Pont de Prades]	531104	6218538	91.25	0.46	1.31	35.479	17.213	1980-2013
O0584310	Le Lens à Betchat	540624	6224176	61.5	0.5	1.19	21.992	12.28	1980-2004
O0592510	Le Salat à Roquefort-sur-Garonne	535103	6230471	1578	0.88	3.32	344.79	128.09	1994-2013
O0624010	Le Volp à Montberaud [Sainte-Croix-Volvestre]	548740	6229053	91	0.42	1.12	35.462	20.748	1980-2013
O0744030	L'Arize au Mas-d'Azil	566442	6221793	221.5	0.79	2	69.826	33.815	1988-2008
O0794010	L'Arize à Rieux [Volvestre]	553167	6239831	478.25	0.92	2.44	91.776	45.465	1980-2013
O0984010	La Louge à Muret	563745	6263771	449.25	1.46	3.58	57.563	26.817	1980-2013
O1442910	L'Hers Vif au Peyrat	613051	6206682	195.5	0.92	2.47	46.365	23.923	1988-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
O1464010	Le Blau à Chalabre	619650	6209213	71	0.58	1.92	26.401	14.915	1988-2013
O1484310	La Touyre à Lavelanet [2]	606119	6205291	69.25	0.58	2.41	18.288	8.808	1988-2013
O1484320	La Touyre à Montferrier [2]	599924	6199493	30	1.08	4.46	9.351	3.862	1980-2013
O1494330	La Touyre à Lérans	611162	6210597	94.75	0.54	1.38	35.259	21.663	1980-2013
O1532910	L'Hers Vif à Roumengoux	608750	6222250	670.25	0.75	2.49	114.986	76.316	1993-2013
O1584610	Le Douctouyre à Dun [Engraviès]	599910	6216805	134.25	0.75	1.77	41.947	24.176	1980-2013
O1634010	La Vixiège à Belpech	598338	6234416	197	0.83	2.51	25.332	19.581	1980-2013
O1652920	L'Hers Vif à Mazères [nouvelle]	593455	6239541	1284.25	1.42	3.68	202.07	146.362	1988-2000
O1662910	L'Hers Vif à Calmont	585926	6244731	1366	1.08	2.51	216.584	142.17	1996-2013
O1844020	La Lèze à Lézat-sur-Lèze	566233	6243799	239.5	0.71	2.3	30.147	25.634	1980-2013
O1874010	La Lèze à Labarthe-sur- Lèze	570995	6262627	362	0.83	2.63	41.165	33.847	1980-2013
O1900015	La Garonne à Portet-sur- Garonne	571841	6271002	9985.75	1.29	4.95	1109.662	539.507	1980-2012
O1934310	Le Touch à Bérats	551947	6255599	182.75	0.62	1.88	26.953	25.062	1980-2013
O2034010	L'Aussonnelle à Seilh	567405	6289470	195	0.79	1.65	22.927	20.712	1980-2013
O2215010	La Saune à Quint- Fonsegrives	582703	6276149	110.5	1	1.43	9.378	9.475	1980-2013
O2222510	L'Hers Mort à Toulouse [Pont de Périole]	577306	6282150	789.5	1	4.1	39.076	53.343	1992-2013
O2324010	Le Girou à Bourg-Saint- Bernard	594303	6281402	311.25	1.25	7.51	13.734	13.61	1995-2011
O2344010	Le Girou à Cépet	573841	6296104	527	1.83	4.91	30.152	17.791	1980-2007
O2620010	La Garonne à Verdun-sur- Garonne	558664	6307754	13794.25	1.29	5.55	1397.727	819.204	1988-2013
O3011010	Le Tam au Pont-de- Montvert [Fontchalettes]	760125	6362780	63.5	1.08	4.16	40.374	21.928	1987-2013
O3015520	Le Rieu malet au Pont-de- Montvert	759750	6363750	20.25	0.42	1.65	11.254	8.759	1988-2013
O3031010	Le Tam à Bédouès [Cocures]	749303	6360930	187.75	0.54	2.02	117.34	89.719	1988-2013
O3035210	Le Briançon aux Bondons [Cocures]	748855	6362028	26.5	0.79	2.78	9.078	6.734	1988-2013
O3064010	Le Tamon à Florac	747692	6357451	131	0.58	1.54	118.353	79.651	1980-2013
O3084320	La Mimente à Florac	748113	6357567	127.25	0.54	1.77	113.383	88.276	1980-2013
O3141010	Le Tam à Mostuéjols [La Muse]	717773	6345746	945.75	0.79	3.34	360.834	259.766	1988-2013
O3165010	La Brèze à Meyrueis	735026	6342234	33.5	0.75	2.31	23.332	16.74	1980-2013
O3194010	La Jonte à Meyrueis [aval]	734119	6342501	96.25	0.71	2.5	42.524	30.472	1980-2013
O3237210	Le ruisseau la Barbade à Aguessac [Pont de la RN 9]	706750	6340250	28.5	1.29	6.28	1.057	0.833	1999-2013
O3314010	La Dourbie à Dourbies [Le Mazet-récent]	737351	6330221	40.5	0.67	2.29	43.772	35.4	1988-2013
O3335010	Le ruisseau du Mas de Pomier [Durzon] à Nant [Le Mas du Pré]	720250	6319250	100.75	2.79	13.92	6.234	3.148	1998-2013
O3401010	Le Tam à Millau [2]	706051	6332590	2137.25	1.21	4.06	621.826	425.334	1988-2010
O3405210	Le ruisseau de Saint Martin à Creissels [Boundoulaou]	703750	6331750	8	2.12	10.14	1.358	0.751	1998-2013
O3414010	Le Cernon à Sainte-Eulalie- de-Cernon [terrain de Football]	711411	6319875	9.5	1.04	2.6	1.877	1.489	1998-2013
O3416810	Le ru de la pisciculture de la Mo à Lapanouse-de-Cernon [La Mouline]	706932	6321623	33.25	0.96	3.36	2.606	1.482	1999-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
O3454310	La Muze à Montjoux [Saint-Hippolyte]	693731	6331412	111.5	1.33	5.7	12.106	9.671	1980-2013
O3564620	La Sorgue à Cornus [aval pisciculture]	713628	6309526	40	0.58	1.62	52.549	41.745	2002-2013
O3566110	Le ruisseau de Saint Beaulize [la Foussette] à Saint-Beaulize [Foussette]	709250	6309250	10.75	1.92	7.44	0.888	0.502	1999-2012
O3584620	La Sorgues à Saint-Affrique [Vendelove]	686250	6314750	357.25	0.58	2.5	63.577	39.052	1980-2004
O3585710	Le ruisseau de Saint Jean d'Alcap [Vailhauzy] à Saint-Affrique [Dragonnrière]	699750	6315250	8.25	1.5	5.14	0.953	0.478	2002-2013
O3594020	Le Dourdou à Vabres-l'Abbaye [Le Poujol]	686642	6317466	677.75	0.71	2.28	225.656	151.17	1992-2013
O3754010	Le Rancé à Saint-Sernin-sur-Rance	668030	6309828	290	0.67	1.4	120.609	84.13	1990-2012
O4194310	Le Gijou à Vabre [Rocalé]	652956	6287253	208.75	2.12	7.24	33.724	17.432	1988-2010
O4222520	L'Agout à Castres [Tutelle]	638750	6278750	919	1.62	7.08	107.646	69.807	1988-2012
O4314010	Le Thore à Sauveterre [La Bourgade]	663366	6263923	84	1.12	4.53	19.216	11.251	2003-2013
O4335010	L'Arnette à Mazamet [Moulin de l'Oule]	649750	6264250	56.75	3.42	10.93	10.606	4.498	1980-1999
O4384010	Le Thore à Payrin-Augmontel [Pont de Rigautou]	650250	6267250	449.5	1.67	7.21	72.509	35.235	2003-2013
O4394010	Le Thore à Labruguière	641750	6271250	550	1	6.01	113.685	60.578	1988-1999
O4544020	Le Sor à Cambounet-sur-le-Sor	628750	6275250	370	0.96	3.82	34.014	26.258	1980-2013
O4692550	L'Agout à Lavaur [Pont de Lavaur]	609750	6287750	2472	1.33	5.77	368.392	221.804	1991-2001
O4704030	Le Dadou à Paulinet [Saint-Jean-de-Jeanne]	654750	6302250	70.75	1.17	3.96	19.341	12.643	1980-2010
O4774010	Le Dadou à Montdragon	626864	6298126	602.75	1.67	7.53	69.776	42.295	1980-2013
O4931015	Le Tarn à Villemur-sur-Tarn	579097	6310198	9169.75	1.46	5.77	1163.707	696.76	1988-2011
O4984320	Le Tescou à Saint-Nauphary	574188	6319807	287.75	0.75	2.33	26.019	19.457	1980-2013
O5000510	Le Verlenque à Sévérac-le-Château [Verlenque]	705874	6354847	14	0.33	1.26	0.398	0.338	2002-2013
O5042510	L'Aveyron à Palmas [Pont de Manson]	687735	6366682	297.25	0.88	2.61	52.835	37.523	1980-2013
O5045610	Le ru de Mayrinhac le Bas à Vimenet [captage]	695959	6365764	9.75	1.62	19.45	0.433	0.214	2002-2013
O5055010	Le Serre à Coussergues [Resuenhe]	689250	6367750	108.75	1.62	4.89	12.321	3.657	1980-2010
O5055110	Le ru de l'Etang (Brèves) à Saint-Saturnin-de-Lenne [amont de la minoterie]	701367	6368173	13.5	1.38	5.06	1.853	0.657	1998-2013
O5092520	L'Aveyron à Onet-le-Château [Rodez]	669733	6362688	578	1.75	5.94	61.196	26.072	1988-2013
O5192520	L'Aveyron à Villefranche-de-Rouergue [Recoules]	624661	6361472	1052.75	1.75	6.41	125.335	60.424	1988-2013
O5224010	L'Alzou à Villefranche-de-Rouergue [barrage Cabal]	624238	6362430	206	1.38	4.05	33.265	13.763	1988-2013
O5284310	La Serène à Saint-André-de-Najac [Canabral]	623575	6345999	101.5	0.58	1.98	19.643	16.575	1980-2013
O5292510	L'Aveyron à Laguépie [1]	617902	6339737	1591.25	1.92	6.51	164.304	77.246	1988-2013
O5312910	Le Viaur à Arques	684180	6356633	137.25	1.21	5	20.006	9.761	1988-2004

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
O5424010	Le Céor à Centrès [Lestrebaldie]	652493	6338457	163.75	1.08	3.05	23.421	15.243	1980-2012
O5464310	Le Giffou à Saint-Just-sur-Viaur [La Fabrèquerie]	654754	6334585	176	1.12	3.83	23.673	14.329	1980-2013
O5482930	Le Viaur à Saint-Just-sur-Viaur [Le Cambon]	649184	6336287	999.75	1.21	4.79	74.719	51.676	1991-2013
O5534010	Le Lézeret à Saint-Julien-du-Puy [Port de la Besse]	635750	6341250	221.75	0.83	2.48	45.164	27.08	1980-2003
O5572910	Le Viaur à Laguépie	619750	6339750	1546.25	1.54	5.43	136.349	92.545	1988-2013
O5664010	Le Cérou à Milhars	610582	6337150	493.25	1.38	5.82	47.098	42.375	1980-2013
O5685010	La Bonnette à Saint-Antonin-Noble-Val	599895	6342265	181.75	0.83	2.53	22.789	11.116	1980-2011
O5685020	Le ruisseau de la Gourgue à Saint-Antonin-Noble-Val [Gourgue]	599750	6343250	14	3	10.02	2.174	0.814	1999-2013
O5754020	La Vère à Bruniquel [La Gauterie]	593611	6325908	310	1.04	2.91	36.421	20.549	1980-2013
O5762510	L'Aveyron à Bruniquel [Montricoux]	589172	6331398	4491.5	1.62	5.89	493.366	225.93	1989-2013
O5854010	La Lère à Réalville	578424	6337614	389.25	1.08	2.94	43.124	25.143	1980-2013
O5964020	Le Lemboulas à Lafrançaise [Lunel]	556251	6339182	405.5	1.04	3.64	32.736	20.285	1980-2013
O6125010	La Petite Barguelonne à Montcuq	555731	6361071	64.25	1.17	3.61	6.715	4.983	1980-2013
O6194610	La Séoune à Saint-Pierre-de-Clairac	520479	6345347	462	2.46	10.05	20.269	12.207	1980-2013
O7001510	Le Lot à Bagnols-les-Bains	752750	6378750	93.5	1.17	4.75	23.334	17.038	1982-2013
O7011510	Le Lot à Sainte-Hélène	747372	6380951	182.25	1.12	4.6	45.829	33.743	1980-2006
O7015810	L'Esclancide à Pelouse [Les Salces]	749154	6382634	32.25	0.58	2.41	6.443	4.271	1980-2013
O7021510	Le Lot à Mende [amont]	739560	6380384	250.25	1.08	4.64	49.958	38.439	1989-2001
O7021530	Le Lot à Mende [aval]	738912	6380043	283.75	1.42	5.2	50.013	37.569	1983-2013
O7035010	Le Bramont à Saint-Bauzile [Les Fonts]	737489	6374830	117	0.79	3.4	17.205	12.421	1980-2013
O7085010	Le Couagnet à Marvejols	724596	6383601	85	1.38	7.79	8.956	6.876	1980-2013
O7101510	Le Lot à Banassac [La Mothe]	715793	6371527	1152	1.92	6.41	119.974	69.142	1988-2013
O7110502	Le Doulou à Saint-Pierre-de-Nogaret [Ferrière]	711750	6371250	76.5	1.12	4.17	21.599	12.602	2000-2013
O7145220	La Boralde de Saint-Chély à Castelnau-de-Mandailles	687888	6381465	55.75	0.79	2.31	21.733	8.517	1988-2004
O7234010	La Rimeize à Rimeize	725398	6407481	118.75	0.79	2.32	23.164	11.369	1980-2013
O7234030	La Rimeize à Fau-de-Peyre [Vareilles]	718668	6405580	84.75	0.92	3.14	13.157	3.87	1994-2013
O7245010	Le Chapouillet à Rimeize [Chassignoles]	723354	6410336	66.25	0.62	2.56	8.369	4.637	1980-2013
O7265010	La Limagnole à Fontans [Saint-Alban]	728405	6408744	76	0.62	3.28	6.633	3.711	1980-2013
O7404010	Le Bes à Marchastel [Gour du Gou - 2]	708723	6393226	39.25	0.38	1.15	24.305	9.951	1980-2008
O7410401	Le Bes à Marchastel [Pont de Marchastel]	707140	6395097	85.5	0.67	1.76	43.951	16.47	1996-2013
O7434010	Le Lander à Roffiac [Le Blaud]	703847	6439363	97.5	1.5	4.48	22.958	10.906	2000-2013
O7701510	Le Lot à Entraygues-sur-Truyère [aval]	663248	6394286	5459.75	1.88	5.87	582.759	335.058	1988-2002
O7874010	Le Dourdou à Conques	652492	6387749	545	1.5	4.01	103.235	39.18	1980-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
O7911510	Le Lot à Livinhac-le-Haut	638842	6387631	6390.75	2.29	11.72	601.039	243.579	1988-2007
O7944020	Le Rieu-Mort à Viviez [2]	637378	6385502	154.5	0.67	1.74	38.359	20.678	1980-2013
O7971510	Le Lot à Faycelles	621823	6384648	6816.75	2.17	10.88	637.477	273.035	1988-2012
O8113510	Le Célé à Figeac [Merlançon]	619409	6388224	685	1.54	5.25	122.49	25.781	1989-2004
O8133520	Le Célé à Orniac [Les Amis du Célé]	595028	6381003	1204.25	1.75	4.95	223.068	93.515	1980-2013
O8231530	Le Lot à Cahors [Lacombe]	577624	6375858	9110.5	2.29	10.91	834.353	460.135	2001-2011
O8255010	Le Vert à Labastide-du-Vert [Les Campagnes]	560250	6380750	116.75	1.58	5.59	15.726	6.727	1980-2013
O8344020	La Thèze à Boussac	542406	6381965	100.5	2.83	6.33	1.641	1.177	1980-2013
O8394310	La Lémance à Cuzorn	536817	6384033	219.25	2.08	10.28	6.186	3.948	1980-2013
O8481520	Le Lot à Villeneuve-sur-Lot [55m]	518216	6369534	10670.25	2.25	11.37	905.404	333.617	1988-2000
O9134010	L'Avance à Montpouillan	471250	6379750	405	1.12	5.25	15.172	3.514	1980-2013
O9196210	La Cadanne à Pondaurat	455722	6385355	9	0.33	0.98	1.94	1.86	1980-2013
O9285010	Le Lescouroux à Soumensac	490385	6401559	44	0.96	2.19	7.465	2.334	1980-1994
O9372510	Le Dropt à Loubens	459443	6397155	1190.25	3.17	5.85	62.262	25.634	2001-2013
O9424010	Le Beuve à Lados [Pont de la D 12 (Navarote)]	448640	6380062	100.5	1.33	3.86	5.63	3.757	2001-2013
O9564010	Le Ciron à Préchac	433899	6373577	768.5	3.17	18.55	12.937	7.457	2001-2013
O9675010	Le Saucats à Saucats	409250	6405250	16	3.92	14.74	1.183	0.574	1980-1996
O9675210	Le Jaugat à Saucats [Argilas]	411750	6398250	9.25	4.42	32.08	0.571	0.267	1980-1989
O9785310	La Jalle de Ludon au Pian- Médoc	409370	6435433	22	1	12.06	1.628	1.65	1980-2013
P0010010	La Dordogne à Saint- Sauves-d'Auvergne	675629	6500505	89.75	0.58	2.22	26.575	8.263	1988-2013
P0115010	La Burande à la Tour- d'Auvergne	676301	6492174	19.25	0.46	1.68	9.984	2.864	1988-2013
P0212510	La Rhue à Égliseneuve- d'Entraigues	686720	6478829	40	0.71	2.47	16.236	5.804	1988-2013
P0272510	La Rhue à Condat	681385	6470993	178.75	0.79	2.23	62.411	31.19	1988-2011
P0304010	La Santoire à Ségur-les- Villas [La Carrière]	686354	6454794	60	0.96	4.09	25.653	11.039	1992-2013
P0524010	La Petite Rhue à Marchastel [Pont de la Rodde]	676667	6464300	74.5	0.83	2.93	31.661	11.774	2001-2013
P0714010	La Diège à Chaveroche	642560	6498578	235	1.75	7.53	24.889	10.214	1988-2013
P0804010	La Sumène à Saint-Étienne- de-Chomeil [Cheyrange]	667215	6469291	54	0.92	3.85	11.799	2.88	1988-2001
P0814020	La Sumène à Antignac	664359	6471345	77.75	0.67	2.69	26.755	14.005	2000-2013
P0885010	Le Mars à Bassignac [Vendes]	651750	6466250	115.5	1.17	3.95	33.92	9.474	1988-2013
P0924010	La Triouzoune à Saint-Angel	640597	6488271	78	1.88	9.09	9.791	3.194	1988-2013
P1114010	La Luzège à Maussac [Pont de Maussac]	633683	6485851	83.75	2.92	9.34	12.481	5.119	1988-2004
P1350010	La Dordogne à Argentat	616810	6444244	4412	7	24.54	418.85	119.817	1988-2013
P1350020	La Dordogne à Argentat [Croisy]	617092	6445298	4408.25	8.83	31	357.648	100.394	2001-2013
P1422510	La Maronne à Sainte-Eulalie	651616	6446810	106.25	1.5	5.71	29.71	12.821	1988-2013
P1454010	La Bertrande à Saint-Ilhde	645711	6441680	121	1.17	3.7	41.231	20.563	2002-2013
P1592510	La Maronne à Argentat [Pont de Basteyroux]	617096	6443237	809.75	4.75	24.1	83.121	36.489	1988-2013
P1630010	La Dordogne à Brivezac	609237	6435941	5426	7.67	24.58	529.042	148.365	1988-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
P1650010	La Dordogne à Altillac [Beaulieu]	608891	6431584	5484	6.75	27.37	494.094	141.465	1989-2013
P1712910	La Cère à Vic-sur-Cère [Comblat-le-Pont]	669660	6429642	87.25	1.25	3.82	49.585	17.224	1988-2013
P1744010	La Jordanne à Aurillac [passerelle Paul Riotte]	656182	6425088	102.75	1.67	4.84	44.36	15.384	1980-2013
P1780510	Le ruisseau de Roannes à Saint-Mamet-la-Salvetat [Pont de Lascombes]	648971	6418755	75	0.83	3.24	16.905	9.119	2001-2013
P1834010	L'Authre à Ytrac [Le Vert]	646829	6424523	145.5	1.5	3.43	36.274	22.619	1998-2013
P1962910	La Cère à Biars-sur-Cère [Bretenoux]	608325	6424777	1051.5	2.67	10.91	121.47	67.573	1988-2013
P2070020	La Dordogne à Carennac [rive droite]	600938	6424831	6976.25	4.96	26.92	605.457	168.035	1994-2013
P2070025	La Dordogne à Carennac [Ile de la Prade]	600805	6424214	6967.25	8.42	31.99	533.521	172.096	2002-2013
P2184310	La Tourmente à Saint-Denis-lès-Martel	594932	6428363	192.5	2.17	5.77	26.267	9.908	1980-2004
P2300010	La Dordogne à Souillac [Lanzac]	580337	6421510	8075.5	6.25	21.38	706.115	262.389	1980-2013
P2315020	La Borrèze à Lachapelle-Auzac [Lamothe]	579370	6424357	111.75	3.33	9.83	11.852	4.372	1980-2013
P2380010	La Dordogne à Cénac-et-Saint-Julien [Cénac]	558027	6413408	8665.5	6.25	23.08	743.979	287.92	1988-2013
P2454310	L'Ourajoux à Salviac [Lafuste]	565036	6401779	128.75	1.62	7.2	7.843	4.178	1990-2013
P2464010	Le Céou à Léobard [Jardel]	564339	6403198	440.25	2.46	6.93	28.119	15.45	2001-2013
P2484010	Le Céou à Saint-Cybranet	555380	6411707	578	2.38	10.17	32.071	21.333	1980-2013
P2580010	La Dordogne à Siorac-en-Périgord	541176	6416234	9537.75	3.83	20.66	780.291	286.329	1994-2004
P3001010	La Vézère à Saint-Merd-les-Oussines [Maisonnial]	622681	6503816	42.75	3.21	12.21	8.188	3.062	1988-2013
P3015410	L'Ars à Pérols-sur-Vézère [Ars]	622175	6500537	31.25	3.08	9.71	6.273	2.567	1988-2013
P3064010	La Soudaine à Soudaine-Lavinadière	601593	6495564	81.25	0.83	4.21	13.88	6.664	1990-2004
P3131020	La Vézère à Uzerche	586750	6480750	601.25	3.33	16.26	63.566	19.053	1984-2013
P3164010	Le Bradascou à Uzerche [Pont-Vieux]	587170	6482264	173.75	1.21	4.91	24.222	9.178	1990-2013
P3194310	La Brézou à Vigeois [Pont de Bleygeat]	583903	6474563	101.75	1.38	4.89	13.816	6.576	1988-2013
P3201020	La Vézère à Saint-Viance	578436	6458809	995.25	1.42	8.32	106.855	51.931	1990-2013
P3234010	La Loyre à Voutezac [Pont de l'Aumonerie]	575805	6468663	104.25	0.79	2.72	21.705	8.873	1980-2013
P3245010	Le Mayne à Saint-Cyr-la-Roche	574280	6464740	53.25	0.42	1.27	12.51	5.361	1980-2001
P3264310	Le Roseix à Vars-sur-Roseix	573006	6463831	59.75	0.62	1.59	17.28	6.066	1980-2013
P3274010	La Loyre à Saint-Viance [Pont de Burg]	577420	6458842	269.25	0.79	2.27	56.089	25.415	1988-2013
P3322510	La Corrèze à Saint-Yrieix-le-Déjalat [Pont de Lanour]	618750	6486250	53	2.92	10.57	13.471	3.999	1989-2013
P3352510	La Corrèze à Corrèze [Pont de Neupont]	613166	6475869	164	3.67	13.79	30.676	10.545	1989-2013
P3464010	La Vimbelle à Bar	605250	6469750	138.5	2.29	6.42	27.318	11.947	1988-1997
P3502510	La Corrèze à Tulle [Pont des soldats]	604304	6464725	350.25	2.04	8.71	68.789	27.411	1998-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
P3614010	La Montane à Eyrein [Pont du Geai]	616902	6471991	40	1.67	7.82	7.398	2.183	1988-2013
P3674010	La Montane à Laguenne [Pont de la Pierre]	603157	6462034	214.5	1.75	7.22	36.63	16.347	1989-2013
P3844010	La Rouanne à Sainte-Marie-Lapanouze	594250	6452750	105	0.54	1.34	37.711	20.308	1989-2004
P3922510	La Corrèze à Brive-la-Gaillarde [Le Prieur]	582303	6452549	954.75	1.79	6.69	154.282	63.442	1988-2013
P3994010	La Maumont à Ussac [La Chanourdie]	581338	6455495	161.75	0.75	2.33	33.933	19.333	1988-2013
P4001010	La Vézère à Larche	575475	6448361	2558.25	1.96	8.56	301.028	99.593	1980-2013
P4015010	La Couze à Chasteaux [Le Soulier]	579612	6445131	56.75	1	3.03	13.01	5.103	1980-2013
P4015510	Le Sorpt à Chasteaux [Roziers]	579639	6444256	19	1.21	3.43	4.043	1.411	1981-1993
P4074010	L'Elle à Terrasson-la-Villedieu [La villedieu]	563955	6450170	83	0.5	1.09	26.531	14.167	1990-2004
P4114010	Le Cern au Lardin-Saint-Lazare [Rispe]	558689	6450001	89.75	0.67	2	18.035	9.611	1990-2013
P4135010	Le Coly à Condat-sur-Vézère [Pont de Bouch]	564250	6444250	164.5	2.46	7.67	12.923	5.954	1990-2013
P4161010	La Vézère à Montignac	555285	6442359	3168.5	2	8.37	395.56	147.619	1988-2012
P4161020	La Vézère à Montignac [Le Pertuis]	555703	6442480	3168	2.12	8.83	353.1	155.635	2000-2013
P4271010	La Vézère à Campagne	538960	6424830	3649	1.92	8.71	383.316	135.873	1980-2013
P5140010	La Dordogne à Bergerac	501203	6419796	13967.25	5.29	19.66	1093.516	501.568	1988-2012
P5404010	L'Eyraud à la Force [Bitarel]	492103	6424611	72	0.88	1.79	18.676	11.295	1980-2009
P5715010	L'Engranne à Baigneaux	448545	6407919	30.5	0.62	1.58	5.156	3.626	1980-2013
P5715210	Le Courmeran à Martres [Boissonneau]	450292	6406331	17	0.38	0.73	7.106	3.516	1980-1996
P6001510	L'Isle à Saint-Yrieix-la-Perche	557353	6498445	90	0.75	2.94	14.226	6.35	2002-2013
P6081510	L'Isle à Cognac-sur-l'Isle	539515	6477205	443.25	1.33	4.82	58.569	22.82	1988-2013
P6134010	La Loue à Saint-Médard-d'Excideuil	548728	6473497	204.5	1.42	4.68	30.522	14.797	1989-2013
P6161510	L'Isle à Mayac	538238	6466913	810.75	1.62	6.63	92.04	35.89	1997-2013
P6161520	L'Isle à Escoire	530331	6459333	927.25	1.58	4.85	138.596	54.665	1980-2004
P6202510	L'Auvézère à Benayes	580982	6491947	18.75	1.08	3.7	2.886	1.066	1986-2013
P6222510	L'Auvézère à Lubersac	571864	6483799	113.25	0.58	1.77	19.442	10.169	1996-2013
P6342510	L'Auvézère à Cherveix-Cubas	553239	6468248	589.5	1.46	5.34	78.772	29.198	1988-2011
P6362510	L'Auvézère à Tourtoirac	547780	6465435	660.25	1	3.73	82.67	37.496	2001-2013
P6382510	L'Auvézère au Change [Aubarède]	533438	6457288	881.5	1.5	5.2	90.702	39.124	1980-2013
P7001510	L'Isle à Bassilac [Charrieras]	527633	6458333	1863.25	1.58	5.98	211.687	91.889	1989-2013
P7034010	Le Manoire à Saint-Laurent-sur-Manoire [Branchet]	525696	6453485	191.25	3.96	19.1	3.636	2.079	1980-2004
P7041510	L'Isle à Périgueux	519468	6456595	2110.75	1.75	7.51	204.497	77.559	1980-2012
P7121510	L'Isle à Mussidan	492929	6441203	3185.75	1.92	7.43	266.292	112.026	1994-2011
P7181510	L'Isle à Saint-Laurent-des-Hommes [Bénévent]	483250	6440290	3348.5	2.12	10.66	257.214	96.848	1988-2003
P7181520	L'Isle à Saint-Laurent-des-Hommes [La Filolie]	483214	6440531	3348.75	3	9.45	204.603	78.181	2002-2013
P7261510	L'Isle à Abzac	453818	6440715	3737.5	3.92	11.41	252.466	114.999	1989-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
P8012510	La Dronne à Champs-Romain [Le Manet]	524442	6493071	155.5	1.67	6.81	16.978	7.295	1980-2013
P8022520	La Dronne à Saint-Pardoux-la-Rivière	524136	6490578	173.25	1.71	7.3	17.581	9.643	1989-2011
P8074010	La Côte à Saint-Jean-de-Côle	530785	6482563	173.5	1.29	3.09	30.853	13.195	2001-2013
P8102510	La Dronne à Brantôme [Pont des Roches]	518532	6476546	587.75	1.67	7.57	42.882	15.237	2001-2013
P8102520	La Dronne à Brantôme	515946	6476432	611.75	1.5	6.85	53.57	33.081	1989-2013
P8162510	La Dronne à Ribérac	491572	6465383	1091.75	2.83	11.68	73.395	30.871	1988-2011
P8162520	La Dronne à Villeteureix	492884	6465778	1090.25	2.58	12.61	67.869	28.62	1987-2013
P8215010	La Belle à Mareuil	501995	6486337	40	2	6.9	2.667	1.546	1980-2013
P8284010	La Lizonne à Saint-Séverin [Le Marchais]	485599	6470096	622	5.71	10.76	28.539	17.913	1985-2013
P8312520	La Dronne à Bonnes	476544	6463917	1907.5	3.38	14.11	99.756	56.895	1988-2013
P8462510	La Dronne à Coutras	453424	6442992	2792.5	4.62	14.58	162.629	87.707	1980-2011
P9435110	Le Barbefer à Pugnac	426181	6449238	28.5	0.71	2.18	3.982	1.149	1980-2000
Q0100010	L'Adour [Adour seul] à Asté [Pont d'Asté]	468733	6219491	269.5	1.12	7.24	33.355	15.116	1988-2011
Q0115710	L'Oussouet à Trébons	463984	6225531	32	0.75	3.16	6.453	3.271	1980-2013
Q0120060	L'Adour à Tarbes [2]	463404	6241335	389.75	1.08	5.09	51.082	24.902	1981-2013
Q0214010	L'Échez à Louey	457759	6235267	78.75	0.5	1.63	22.547	9.323	1980-2013
Q0224020	L'Échez à Bordères-sur-l'Échez	459947	6244479	147.75	0.67	2.2	29.939	11.588	1980-2013
Q0280030	L'Adour à Estirac	459649	6271101	864.5	1.38	5.36	99.787	37.466	1980-2013
Q0360010	L'Adour à Hères [Ju Belloc]	457582	6278022	1093.5	1.38	7.33	110.167	36.274	2001-2013
Q0450010	L'Adour à Cahuzac-sur-Adour	456356	6287082	1276	1.71	6.02	150.277	54.299	1991-2013
Q0522520	L'Arros à Gourgue	476868	6229681	182.25	0.42	1.23	70.49	31.604	1981-2013
Q0522530	L'Arros à Tournay	475597	6235571	232	0.54	1.48	78.798	31.47	1993-2013
Q0664010	Le Bouès à Juillac	468250	6276750	236.5	2.17	5.43	28.599	4.718	1980-2002
Q0740010	L'Adour à Corneillan	444282	6290064	2390.5	2.38	7.78	290.226	73.486	1988-2002
Q1094010	Le Larcis à Lannux	439041	6288436	428	1.25	2.94	98.179	27.843	1980-2013
Q1094020	Le Larcis à Bernède	439250	6289250	431.75	1.25	3.27	87.49	24.598	2002-2013
Q1100010	L'Adour à Aire-sur-l'Adour [2]	437078	6294869	2912.25	2.54	7.64	339.323	113.341	1980-2011
Q1224010	Le Bahus à Eugénie-les-Bains	427777	6294444	46	0.83	1.94	14.926	5.922	1980-2000
Q1314010	Le Gabas à Arrien	442689	6250698	60.5	1.04	2.81	15.625	5.519	1980-2007
Q1324010	Le Gabas à Poursiugues-Boucoue	429147	6278580	159.75	1.33	3.88	31.502	10.434	1980-2013
Q1420010	L'Adour à Audon	391318	6306484	4056.5	3.21	10.03	388.817	126.627	1988-2013
Q2192510	Le Midou à Mont-de-Marsan	419250	6316250	789.25	4.12	8.87	57.565	40.75	1988-2010
Q2292910	La Douze à Roquefort	434750	6331157	452.75	4.17	8.72	27.556	11.191	1980-2013
Q2364010	L'Estampon à Arue	437017	6335081	385.25	4.25	34.64	7.311	5.995	1995-2013
Q2544310	L'Estrigon à Cère	415330	6326129	231.5	3.62	14.34	7.919	7.191	1990-2013
Q2584610	Le Geloux à Saint-Martin-d'Oney	408825	6321470	134.25	4.12	27.58	2.755	2.619	1993-2013
Q2593310	La Midouze à Campagne	406135	6318867	2516.75	4.54	13.27	98.507	41.711	1988-2011
Q3054010	Le Louts à Hagetmau	410211	6290017	92.25	1.62	4.57	17.03	6.142	1984-2013
Q3120010	L'Adour à Saint-Vincent-de-Paul	377821	6300893	7789.75	5.83	20.17	427.656	149.118	1988-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
Q3354010	Le Luy de Béarn à Saint-Médard	407479	6276777	270.75	1.21	3.2	78.005	23.536	1980-2013
Q3464010	Le Luy à Saint-Pandelon	374093	6294750	1143.25	3	9.72	167.44	89.795	1988-2013
Q4801010	Le Gave de Pau à Saint-Pé-de-Bigorre [Pont de Rieulhes]	444024	6227689	1125.75	1.17	7	171.283	62.521	1988-2013
Q5501010	Le Gave de Pau à Bérenx [Pont de Bérenx]	388406	6275345	2583.75	1.17	4.31	523.164	161.861	1988-2010
Q6142910	Le Gave d'Ossau à Oloron-Sainte-Marie [Oloron-Sainte-Croix]	407518	6238815	495.5	1.21	4.56	103.922	39.902	1989-2012
Q7002910	Le Gave d'Oloron à Oloron-Sainte-Marie [Oloron-SNCF]	406648	6239997	1099.75	1.17	3.52	388.479	145.315	1988-2012
Q7322510	Le Saison à Mauléon-Licharre [Berrogain Laruns - Cibij]	385268	6246354	487.25	0.88	2.77	226.418	87.13	1989-2010
Q7412910	Le Gave d'Oloron à Escos	376595	6268227	2484	1.04	2.87	1109.771	396.121	1988-2011
Q8032510	La Bidouze à Aïcirits-Camou-Suhast [Saint-Palais]	373250	6255750	243.75	0.54	1.42	156.423	48.195	1980-2010
Q9164610	La Nive des Aldudes à Saint-Étienne-de-Baïgorry	347363	6241369	160.25	1.08	4.01	62.593	23.855	1988-2013
Q9302510	La Nive à Itxassou	342988	6256087	818.5	0.75	3.67	328.589	114.263	1988-1999
R1132510	La Tardoire à Maisonnais-sur-Tardoire	520473	6516799	140	1.62	7.32	16.065	5.997	1980-2007
R2020010	La Charente à Luxé [Pont de la Terne]	475384	6536495	2984.75	3.38	15.79	124.458	74.376	1980-2012
S1205110	La Matouse à Hourtin [Nord]	377250	6466250	17.25	3.29	9.43	0.437	0.322	1989-2013
S1215010	La Berle de la Garroueyre à Hourtin	384250	6459750	33	3.62	20.02	1.197	0.76	1980-1995
S2134010	La Petite Leyre à Belhade	406333	6370813	413	5.71	24.07	12.011	8.99	1995-2013
S2235610	Le Bouron à Belin-Béliet [Moulin du Moine]	399878	6381196	27	2.79	12.54	1.014	0.953	1980-2013
S2242510	L'Eyre à Salles	392587	6390766	1620.5	6.67	40.33	38.783	33.406	1988-2013
S3124310	Le Nasseys à Parentis-en-Born [Les Espalanques]	381250	6367250	102.75	5.25	32.91	4.903	2.405	1991-2012
S3214010	Le Canteloup à Saint-Paul-en-Born [Talucat]	371250	6353250	156.25	5.29	26.26	7.337	3.897	1991-2013
S5144010	La Nivelle à Saint-Pée-sur-Nivelle	330750	6257250	141	0.54	1.45	87.66	39.032	1989-2013
U0020010	La Saône à Monthureux-sur-Saône	922750	6775250	232	0.92	2.16	61.127	28.609	1987-2013
U0104010	Le Coney à Xertigny	947750	6780750	68.25	0.92	4.66	8.039	2.255	1981-2013
U0124010	Le Coney à Fontenoy-le-Château	938329	6768410	322.25	1.33	5.02	47.613	19.482	1987-2013
U0415010	Le Breuchin à la Proiselière-et-Langle	961876	6753242	125	1	3.79	43.146	20.216	1980-2013
U0415030	Le Breuchin à Breuches [Champs Coquards]	947917	6749676	225.75	3.12	12.29	41.908	8.628	2000-2013
U0444310	La Semouse à Saint-Loup-sur-Semouse	944449	6759000	215	1.17	4.23	56.446	18.473	1980-2013
U0460510	Le Planey à Anjeux [Le Triquet]	941750	6758250	30	2.71	11.45	9.151	1.316	1998-2013
U0474010	La Lanterne à Fleurey-lès-Faverney	930453	6743152	1031	2.67	9.27	157.06	42.993	1981-2013
U0610010	La Saône à Ray-sur-Saône	912411	6723374	3768.5	3.75	11.74	432.936	155.886	1981-2012
U0620530	La Romaine à Maizières	926372	6714797	30.25	2.21	7.32	7.443	1.919	2001-2013
U0704010	Le Salon à Coublanc	888750	6737750	130.25	0.75	2.38	22.888	8.847	1996-2012
U0715010	La Resaigne à Coublanc	884436	6735113	61.75	0.5	1.13	19.786	6.23	1996-2012

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
U0724010	Le Salon à Denèvre	899010	6722137	391.75	1.79	6.31	49.772	12.445	1980-2013
U0820010	La Saône à Gray	895202	6708675	5146.5	4.21	14.68	495.49	159.962	1995-2013
U0924010	La Vingeanne à Saint-Maurice-sur-Vingeanne	880924	6722530	401.25	3.88	13.68	31.117	12.079	1980-2013
U0924020	La Vingeanne à Oisilly	878416	6705032	612	5.42	17.16	38.225	16.571	1980-2013
U1004010	L'Ognon à Servance [Fourguenons]	974449	6751079	72.25	1.12	3.43	41.313	16.135	1980-2013
U1014020	L'Ognon à Montessaux	966771	6743771	168.75	1.54	5.34	56.558	19.808	1993-2013
U1025010	Le Rahin à Plancher-Bas	979469	6743359	35.75	1.04	3.33	24.075	7.285	1980-2013
U1035410	Le Scey à Beveuge	962357	6724464	184.25	2.42	6.6	26.56	5.552	1986-2013
U1044010	L'Ognon à Chassey-lès-Montbozon [Bonnal]	952399	6717302	860.75	2.33	7.41	148.789	47.817	1987-2013
U1054010	L'Ognon à Beaumotte-Aubertans	939779	6706553	1266.25	3.04	9.73	188.255	55.263	1980-2013
U1074010	L'Ognon à Chevigney-sur-l'Ognon	913398	6692335	1755.25	3.62	12.78	192.308	69.579	1980-2000
U1074020	L'Ognon à Pin	916476	6694657	1680.25	4.88	14.12	197.208	63.447	2000-2013
U1084010	L'Ognon à Pesmes	892304	6691197	2078.5	4.92	17.73	217.338	58.321	1981-2013
U1109010	La Venelle à Selongey	864565	6722691	59.5	3.38	12.85	4.717	2.328	1980-2013
U1115210	Le Pannecul à Noiron-sur-Bèze [Rente de l'île]	871750	6707750	10.25	0.62	2.05	1.539	0.773	1980-2013
U1120010	La Saône à Auxonne	880236	6679265	8794.5	8.42	20.28	641.862	221.625	1998-2013
U1204010	La Tille à Crécey-sur-Tille	859837	6719082	233.25	5.67	16.81	18.507	8.19	1980-2013
U1204090	La Tille à Marey-sur-Tille	855915	6724967	193.25	5.08	17.04	14.103	6.523	2001-2013
U1215030	L'Ignon à Villecomte	854250	6714750	304.5	4.71	14.94	27.204	11.521	1985-2013
U1215090	L'Ignon à Lamargelle	836786	6714332	61.75	3.58	13.41	6.173	3.602	2001-2013
U1224010	La Tille à Arceau [Arcelot]	865181	6699257	837.5	6.17	20.94	46.138	21.067	1980-2013
U1224020	La Tille à Cessey-sur-Tille	867606	6689031	874.5	7.5	24.98	39.401	12.786	1981-2013
U1235020	La Norges à Genlis	868000	6684319	267.25	5.75	14.58	17.286	10.741	1981-2013
U1235090	La Norges à Saint-Julien	862019	6702265	112	8.38	33.13	4.899	2.014	2001-2013
U1244040	La Tille à Champdôtre	874103	6677883	1250	6.67	25.2	54.909	22.098	1993-2013
U1305610	La Vandenesse à Crugey	828211	6675998	126.75	1.12	3.86	12.52	5.22	1996-2013
U1314010	L'Ouche à la Bussière-sur-Ouche	830605	6680272	308.5	1.71	5.54	29.528	14.428	1984-2013
U1314020	L'Ouche à Sainte-Marie-sur-Ouche [Pont de Pany]	837002	6690091	483.25	2.17	7.58	37.796	17.198	1985-2013
U1324010	L'Ouche à Plombières-lès-Dijon	849572	6694361	650.75	2.58	9.57	53.788	23.273	1981-2013
U1329010	Le Suzon à Val-Suzon	844876	6703947	77	1.75	4.35	9.474	3.826	1988-2002
U1329030	Le Suzon à Val-Suzon [Village]	842797	6702503	65.75	1.71	4.57	7.089	2.476	1999-2013
U1334010	L'Ouche à Trouhans	872654	6675011	921.5	3.79	13.47	61.428	25.12	1980-2012
U1415030	La Vouge à Saint-Nicolas-lès-Cîteaux [Abbaye-de-Cîteaux]	859080	6671613	113	1.96	6.35	11.491	3.456	1994-2013
U1416010	La Varaude à Izeure [Tarsul]	860424	6677605	154.75	1.42	4.33	7.719	3.229	1994-2013
U1416410	La Bièvre à Brazey-en-Plaine	871750	6672750	52	1.25	5.15	4.094	1.836	1994-2013
U1420010	La Saône à Pagny-la-Ville [Lechatelet]	863116	6665159	11614	7.92	26.16	792.262	233.695	1982-2013
U2015030	Le Bief Rouge à Longevilles-Mont-d'Or	953155	6634007	27.75	1.5	4.77	6.553	1.181	1997-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
U2022010	Le Doubs à la Cluse-et-Mijoux [Pontarlier amont]	956250	6646250	355.25	4.54	13.2	51.596	15.393	1980-2013
U2022020	Le Doubs à Doubs	954667	6652909	400.5	4.88	12.07	55.597	17.871	1986-2013
U2035040	Le Dugeon à Bonnevaux	943347	6639258	41.5	1.5	4.28	13.468	2.288	1995-2013
U2040520	La Jougnena à Jougne [La Ferrière 2]	958219	6631445	34	3.79	11.26	11.777	2.372	1999-2011
U2102010	Le Doubs à Ville-du-Pont	964079	6661449	652.5	4.38	10.55	95.494	34.991	1980-2013
U2122010	Le Doubs à Goumois	997250	6688750	1148.5	3.92	13.24	179.762	56.111	1981-2013
U2142010	Le Doubs à Glère [Courclavon]	1003841	6701484	1318.5	4.21	14.31	192.69	65.693	1981-2013
U2215020	Le Dessoubre à Saint-Hippolyte	986559	6696321	562	2.67	8	121.08	27.224	1981-2013
U2222010	Le Doubs à Mathay	985221	6711286	2249	4.71	13.43	318.521	99.311	1980-2013
U2225410	Le Gland à Meslières	993187	6708772	35	1.38	3.59	14.293	4.834	1987-2013
U2305210	Le Saint-Nicolas à Rougemont-le-Château	995894	6744968	11.5	2.12	6.11	4.024	2.16	1980-2013
U2324210	La Bourbeuse à Froidefontaine	996447	6725843	309.5	1.92	4.06	87.701	42.822	1998-2013
U2330600	La Feschotte à Badevel	996601	6718297	9.25	1.25	3.7	2.735	0.916	2001-2013
U2334010	L'Allan à Fesch-le-Châtel	991895	6720777	711.5	1.96	6.52	114.836	40.34	1986-2013
U2334020	L'Allaine à Joncherey	1000686	6721560	322.5	1.83	5.28	48.896	18.143	1996-2013
U2345020	La Savoureuse à Giromagny	986707	6744850	29.75	0.83	2.92	24.767	9.431	1981-2013
U2345030	La Savoureuse à Belfort	989651	6733797	135.25	1.54	4.69	58.88	22.171	1981-2013
U2345040	La Savoureuse à Vieux-Charmont	989147	6720553	226.25	2	6.12	64.588	23.476	1986-2013
U2345820	La Rosemontoise à Chaux	989570	6741112	25.25	1.42	4.11	14.383	6.66	1980-2009
U2354010	L'Allan à Courcelles-lès-Montbéliard	983932	6717918	1102.5	2.17	6.81	213.534	68.902	1981-2013
U2356610	Le Rupt à Dung	982413	6717821	44.75	1.33	3.6	8.918	3.97	1980-2013
U2402010	Le Doubs à Voujeaucourt	983196	6715466	3558.75	3.38	10.92	565.15	158.472	1980-2011
U2425020	L'Audeux à Silley-Bléfond	956750	6696750	167.25	2.21	5.23	22.521	7.072	1980-2000
U2425070	L'Audeux à Pont-les-Moulins [Chatel]	956250	6696750	167.5	4.21	9.88	13.624	2.608	2000-2013
U2425260	Le Cusancin à Baume-les-Dames	953250	6697250	327	3.75	11	57.011	11.422	1980-2013
U2502010	Le Doubs à Esnans [Beaumerousse]	952024	6698677	4494.5	4.58	12.04	656.393	199.968	1998-2013
U2512010	Le Doubs à Besançon	929156	6686616	4654	4.12	12.67	715.728	197.379	1980-2013
U2540520	L'Arne à Lavans-lès-Dole	898805	6676243	47	0.88	2.65	8.65	3.632	1995-2013
U2542010	Le Doubs à Rochefort-sur-Nenon	894266	6672292	5221.5	3.79	12.42	742.348	225.292	1981-2013
U2604030	La Loue à Vuillafans	944905	6666701	317.75	2.54	8.38	142.778	30.557	1981-2013
U2615830	Le Lison à Myon	928250	6659750	236	3.17	9.33	58.48	11.571	1980-2013
U2624010	La Loue à Chenecey-Buillon	924065	6675205	1045.5	2.5	7.59	369.716	87.115	1981-2013
U2634010	La Loue à Champagne-sur-Loue	909750	6661750	1278.5	2.33	7.32	408.355	109.372	1981-2013
U2635010	La Furieuse à Salins-les-Bains	918868	6653145	44.75	0.67	1.97	23.614	5.498	1981-2013
U2655030	La Cuisance à Mesnay	913406	6647180	63	2.08	7.04	26.893	7.877	1980-2013
U2715010	L'Orain au Deschaux	890527	6654450	162.75	0.67	2.5	42.732	18.29	1980-1996
U2722010	Le Doubs à Neublans-Abergement	878854	6649585	7344	5.5	17.53	995.666	290.01	1980-2013
U3004010	La Dheune à Essertenne	819790	6634640	73.25	0.75	2.84	6.557	3.334	1991-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
U3034010	La Dheune à Palleau	854148	6652174	1012.5	6.58	17.5	50.389	22.169	1990-2013
U3120010	La Saône à Chalon-sur-Saône	843061	6633633	21015.5	10.92	36.79	1381.729	406.237	1998-2013
U3205210	La Grosne à Trades [Les Chambosses]	819988	6576289	31.5	0.38	1.75	7.432	3.853	1980-2000
U3214010	La Grosne à Jalogny [Cluny]	826667	6590678	335.5	1.54	3.89	53.44	24.839	1980-2013
U3310010	La Saône à Tournus	847750	6612250	22901.75	11.5	31.99	1408.528	450.855	1995-2013
U3404030	La Seille à Voiteur [aval]	899689	6631651	231.25	1.79	4.75	52.487	14.705	1994-2013
U3415020	La Brenne à Sellières	896055	6639275	39.75	0.38	1.12	17.856	5.949	1980-2013
U3415030	La Brenne à Sens-sur-Seille [L'Estalet]	874974	6630213	437.75	2.67	6.86	60.302	21.852	1995-2013
U3424010	La Seille à Saint-Usuge	872633	6621803	938.5	3.29	9.35	128.633	43.527	1980-2013
U3434340	Le Solnan à Domsure	874773	6595717	113	1.67	5.16	29.851	10.997	1993-2013
U3445020	Le Sevron à Bény	874964	6582381	55	0.58	1.46	27.629	10.893	1983-2013
U3445030	Le Sevron à Varennes-Saint-Sauveur	872031	6602534	166.75	1.71	4.57	49.84	20.5	1995-2013
U3446410	La Gizia à Frontenaud	874834	6608606	111.75	1.04	4.02	27.116	8.579	1993-2013
U3455010	La Vallière à Lons-le-Saunier	898750	6619750	18	0.71	2.19	13.722	4.669	1982-2013
U3455030	La Vallière à Savigny-en-Revermont	885384	6617068	135.25	1.12	3.12	38.872	7.174	1994-2013
U3464010	La Seille à Louhans	869712	6616729	1890.5	2.62	6.21	328.942	103.118	1993-2010
U4014010	La Reysouze à Montagnat	876643	6566091	81	1.75	3.91	8.5	3.68	1980-2013
U4014020	La Reysouze à Bourg-en-Bresse [Majornas]	871283	6572092	130.75	1.29	3	19.455	7.055	1982-2013
U4204010	La Veyle à Lent	869769	6560114	43.25	1.29	3.14	5.288	2.457	1980-2013
U4216010	Le Vieux Jonc à Buellas [Corgenon]	862250	6569250	81	1.04	2.87	18.007	5.138	1980-2013
U4235010	Le Renon à Neuville-les-Dames	854117	6563835	95.25	1.42	4.09	11.481	4.521	1980-2013
U4405010	La Chalaronne à Villars-les-Dombes	857005	6546301	78.75	1.62	5.49	4.636	2.757	1980-2013
U4405020	La Chalaronne à Châtillon-sur-Chalaronne	851156	6559363	187.5	1.54	4.22	13.364	6.727	1982-2013
U4505010	L'Ardières à Beaujeu	822258	6562945	54.75	0.96	3.58	8.22	4.053	1980-2013
U4515420	La Vauxonne à Saint-Étienne-des-Oullières [Buyon]	829376	6552440	49.25	0.88	2.06	12.192	6.278	1981-1997
U4525210	Le Morgon à Villefranche-sur-Saône	834310	6544531	68.75	0.04	0.15	12.501	4.397	1987-2013
U4624010	L'Azergues à Châtillon	827459	6531831	339.25	1.67	5.62	50.157	26.896	1980-2013
U4625010	Le Soanan à Saint-Vérand [La Tracole]	817021	6535506	54.5	1.62	4.62	8.405	4.412	1985-2013
U4635010	La Brévenne à Sain-Bel	824233	6524704	216.75	0.92	2.88	29.112	21.14	1980-2013
U4636610	La Turdine à l' Arbresle [Gobelette]	824395	6527666	170.75	1.62	5.47	19.429	10.729	1987-2013
U4644010	L'Azergues à Lozanne	830935	6530169	797.75	1.58	4.79	101.019	60.316	1981-2013
V0205010	Le Bronze à Bonneville [Thuét]	967083	6557524	30	0.67	1.94	8.61	1.745	1988-2013
V0235010	La Menoge à Vétraz-Monthoux	952450	6568551	161.5	0.62	2.48	34.352	15.097	1980-2007
V0245610	L'Aire à Saint-Julien-en-Genevois [Thairy]	936647	6564646	43.25	0.38	1.09	18.047	5.158	1980-2013
V0314020	La Dranse d'Abondance à Vacheresse	982008	6587295	168.5	1.17	5.76	32.218	7.009	1993-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
V0325010	La Dranse de Morzine à Seytroux [Pont de Couvaloup]	978753	6580306	173.75	0.92	4.61	43.663	11.921	1981-2013
V0334011	La Dranse à Reyvroz	975810	6586954	501.75	0.83	2.89	194.522	54.593	1980-2002
V0345210	Le Redon à Margencel	962657	6587836	22	0.67	2.73	4.408	1.173	1980-2013
V0355010	Le Foron à Sciez	960037	6586734	60.25	0.42	1.17	16.083	6.74	1980-2013
V0415010	L'Allondon à Saint-Genis-Pouilly	932207	6575476	44	0.96	3.02	13.461	3.985	1990-2013
V1015010	La Valserine à Lélex [Niaizet]	924939	6580059	77	1.04	3.25	21.459	6.644	1981-2013
V1015030	La Valserine à Chézery-Forens [Chézery]	920772	6572893	110.5	0.83	3.07	35.795	17.588	1980-2013
V1114010	Les Ussets à Musièges [Pont des Douattes]	929375	6549513	184.25	0.33	0.94	77.921	41.218	1994-2013
V1214010	Le Fier à Dingy-Saint-Clair	948536	6538976	229	0.62	1.8	135.889	39.535	1981-2013
V1225010	La Filière à Argonay	945179	6544486	161	0.46	1.33	88.604	21.544	1980-2013
V1235210	L'Ire à Doussard	950250	6526250	24.25	0.38	1.25	20.511	5.858	1980-2013
V1235610	L'Eau Morte à Doussard	950993	6526034	93.5	1.21	3.84	24.86	8.296	1980-2013
V1237410	Le Laudon à Saint-Jorioz	944250	6529250	30.5	0.42	1.17	16.05	3.226	1980-2013
V1255010	Le Chéran à Allèves [La Charniaz]	941338	6518195	246.5	0.58	1.79	91.746	30.77	1981-2013
V1257810	Les Eparis à Alby-sur-Chéran	935232	6529436	23.25	0.42	1.48	7.231	4.072	1980-2013
V1258410	La Nephaz à Rumilly	928349	6533594	28.75	0.33	0.86	10.731	4.601	1994-2013
V1305210	Le Tillet à Aix-les-Bains	926210	6511774	40	0.75	2.93	3.981	1.667	1995-2013
V1315020	La Leysse à la Motte-Servolex [Pont du Tremblay]	923809	6507255	294.75	0.54	1.55	96.872	31.019	1980-2013
V1315050	La Leysse à la Ravoire	931090	6501433	91.5	0.62	1.81	36.841	6.703	1994-2013
V1316440	L'Hyères à Chambéry [Charrière-Neuve]	926739	6501834	80.5	0.42	1.38	30.881	7.259	1996-2013
V1325020	Le Sierroz à Aix-les-Bains [Laffin]	925692	6515906	135.75	0.58	1.57	38.755	18.738	1980-2013
V1414010	Le Seran à Belmont-Luthézieu [Bavosière]	907244	6534853	163.25	0.5	1.26	38.403	13.613	1981-2013
V1446210	Le Flon à Traize [Cottin]	915193	NA	45	0.5	3.18	5.578	3.226	1997-2013
V1454320	Le Furans à Pugieu [Pont du Martinet, 2]	901750	6528250	48.5	2.71	9.77	10.807	2.973	1984-2013
V1464310	Le Furans à Arbignieu [Pont de Peyzieu]	907381	6516485	162.5	4.04	12.89	22.242	7.919	1983-2013
V1504010	Le Guiers Mort à Saint-Laurent-du-Pont	914108	6479995	94.75	0.79	2.27	55.66	17.865	1980-2013
V1515010	Le Guiers Vif à Saint-Christophe-sur-Guiers [Pont Saint-Martin]	917492	6486369	127	0.62	1.91	66.7	18.753	1980-2013
V1535210	La Leysse à Nances [Novalaise]	918026	6501426	27.75	0.29	1.15	9.594	4.308	1993-2013
V1725020	L'Hien à Saint-Victor-de-Cessieu	887058	6496671	59	0.54	2.87	6.087	4.04	1998-2013
V1734010	La Bourbre à Bourgoin-Jallieu	878826	6501398	317.25	2	12.08	12.973	8.043	1998-2013
V1735010	L'Agy à Nivolas-Vermelle	879667	6498123	58.5	0.83	3.55	4.378	2.87	1998-2013
V1774010	La Bourbre à Tignieu-Jamezieu	867946	6515150	717.75	3.25	16.25	29.151	10.532	1981-2013
V2024010	La Saine à Foncine-le-Bas	930750	6621250	94.25	0.83	2.36	52.461	12.999	1981-2013
V2114010	L'Angillon à Champagnole	918937	6632434	110.5	2.38	6.04	35.261	11.782	1980-2013
V2206010	Le Hérisson à Doucier	912216	6620179	51.75	2.54	9.15	12.008	3.522	1981-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
V2414010	La Bienne à Saint-Claude [Chenavier]	920223	6594731	228.25	0.79	2.6	133.934	45.945	1981-2009
V2414020	La Bienne à Tancua	927202	6605334	133.75	0.88	2.83	89.442	21.989	1981-1996
V2414030	La Bienne à Morez	931750	6607750	83.5	0.75	2.01	54.153	8.565	1998-2013
V2505020	L'Oignin à Maillat [Pontet]	896100	6562766	107.25	1.08	3.35	31.17	9.421	1986-2013
V2624010	La Valouse à Thoirette [Chalea]	893811	6577862	277	1.75	5.25	79.204	22.425	1981-1998
V2814020	Le Suran à Neuville-sur-Ain [La Planche]	884597	6559705	332.25	1.5	3.74	73.061	21.968	1980-2013
V2814030	Le Suran à Pont-d'Ain	879887	6554251	377.75	1.88	5.44	83.286	21.81	1980-2013
V2924010	L'Albarine à Saint-Rambert-en-Bugey	888932	6541638	216.5	1.08	3.75	74.986	20.471	1980-2013
V2924020	L'Albarine à Chaley	896242	6542504	140.5	1.04	3.42	57.778	13.958	1981-1996
V3005610	La Sereine à Montluel	859620	6530288	72.75	0.5	1.29	12.738	9.344	1981-2013
V3015010	L'Yzeron à Craponne	833725	6516550	47.25	0.62	1.83	6.188	4.937	1980-2013
V3015020	L'Yzeron à Francheville [Taffignon]	837784	6516505	124.5	0.29	1.03	20.022	15.602	1988-2013
V3104010	Le Gier à Saint-Chamond	819380	6488265	115.25	0.21	0.93	18.701	10.807	1981-1992
V3114010	Le Gier à Rive-de-Gier	828615	6494809	331.25	0.62	1.95	49.563	34.69	1981-2013
V3115010	Le Dorlay à la Terrasse-sur-Dorlay	823414	6482549	22.25	1.21	4.28	2.769	1.375	1981-1995
V3124010	Le Gier à Givors	835662	6499280	406.5	0.42	1.9	63.128	50.918	1980-2013
V3215010	La Vesonne à Estrablin [Pont de Bourgeat]	853292	6492424	174.75	0.38	1.06	6.502	4.89	1986-2013
V3225420	La Véga à Pont-Évêque	848528	6494378	86.5	0.38	1.05	9.862	7.037	1988-2013
V3315010	La Valencize à Chavanay	834534	6480730	35.5	0.88	4.37	3.47	2.005	1980-2013
V3335010	La Sanne à Saint-Romain-de-Surieu	847463	6477877	32.25	0.25	0.42	13.418	10.993	1998-2013
V3404310	Le Rival à Brézins	881278	6474751	165.75	0.75	3.4	6.843	4.223	1980-2013
V3515010	La Deume à Saint-Julien-Molin-Molette [La Garinière]	826530	6467110	108.25	0.67	2.19	18.225	12.853	1994-2013
V3515610	Le ruisseau des Préaux à Bourg-Argental	821363	6466992	22.25	0.71	2.84	2.966	1.751	1980-1995
V3517010	Le Ternay à Savas [Ternay]	828221	6469151	27	0.79	2.87	3.943	2.89	1993-2013
V3524010	La Cance à Sarras	840248	6457877	381.75	0.79	4.56	51.718	43.16	1990-2013
V3614010	La Galaure à Saint-Uze	845275	6455118	225.75	0.67	1.57	43.914	27.652	1980-2013
V3724010	Le Doux à Colombier-le-Vieux	836364	6441409	377.25	1.12	3.37	82.464	63.613	1980-2013
V4015030	La Barberolle à Barbières [Pont des Ducs]	869175	6430285	12.25	0.33	0.83	4.167	3.076	1980-2013
V4034010	La Véore à Chabeuil [Pont des Faucons]	862150	6425429	61.75	1.29	2.95	9.221	6.138	1980-1996
V4145210	La Glueyre à Gluiras [Tisonèche]	820000	6415643	72.5	0.71	2.16	42.562	21.86	1980-2013
V4214010	La Drôme à Luc-en-Diois	894250	6393750	194	1.21	4.24	27.874	16.211	1981-2013
V4225010	Le Bez à Châtillon-en-Diois	897319	6402412	229.75	1.21	4.48	38.809	21.082	1981-2013
V4226010	L'Archiane à Treschenu-Creyers [Menée]	900750	6405250	42.75	1.38	3.66	17.03	5.653	1980-2009
V4264010	La Drôme à Saillans	874987	6401443	1124.25	1.25	4.46	164.144	96.594	1981-2013
V4275010	La Gervanne à Beaufort-sur-Gervanne	869749	6410819	100.25	0.83	3.07	12.812	9.413	1980-2013
V4414010	Le Roubion à Soyans	859850	6393825	192.75	0.46	1.13	41.203	35.541	1980-2013
V4455010	Le Jabron à Souspierre	856315	6383256	81.75	0.25	1.04	12.794	9.491	1980-2013

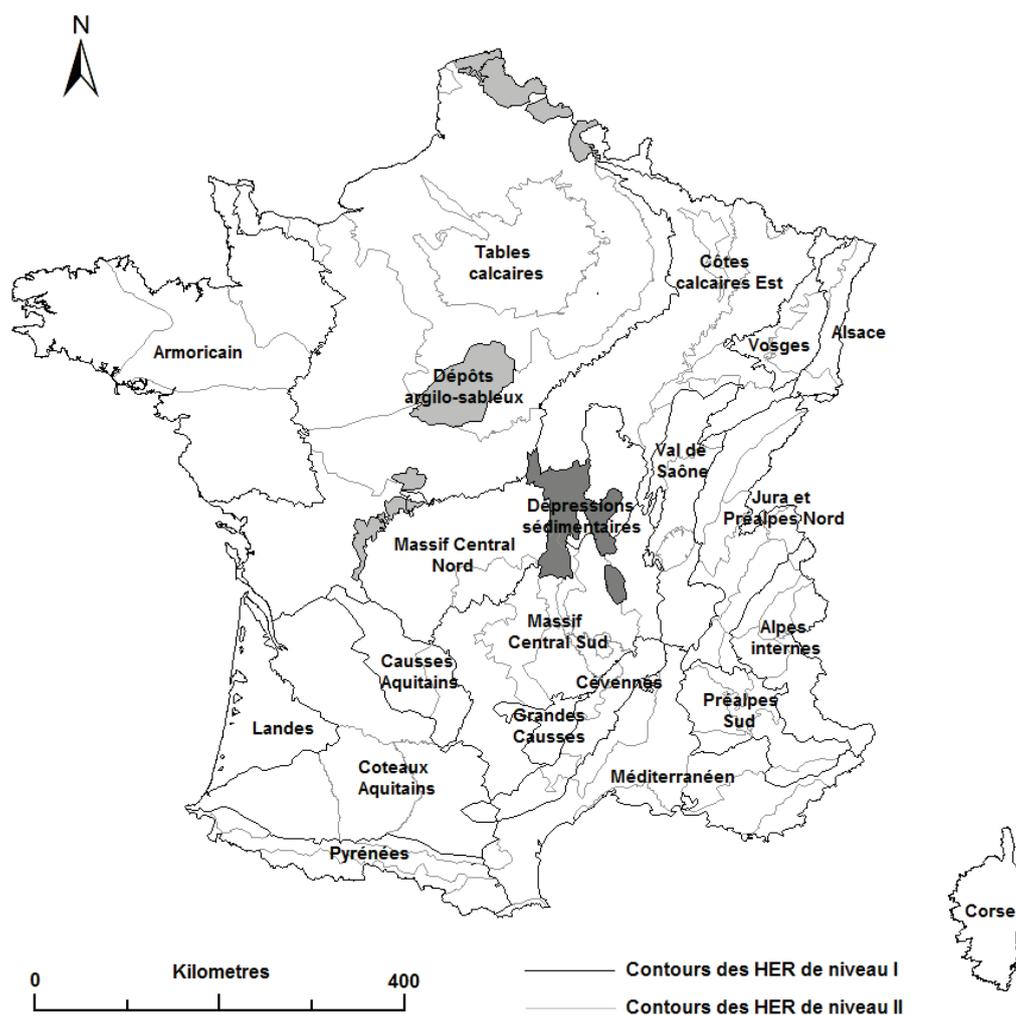
Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
V5064010	L'Ardèche à Saint-Martin-d'Ardèche [Sauze-Saint-Martin]	823612	6358541	2269	0.79	2.36	1283.583	721.908	1980-2013
V5324010	L'Aygues à Saint-May [Pont de la Tune]	882852	6373262	479.25	0.5	1.65	88.755	62.37	1981-2013
V5454010	La Cèze à Tharoux	803825	6350255	664	0.79	2.18	363.86	244.602	2002-2013
V5464015	La Cèze à Montclus	814168	6352812	826	0.62	1.75	477.315	382.455	2002-2013
V5474015	La Cèze à Bagnols-sur-Cèze [Sur le pont]	830250	6343250	1122.25	1.17	2.51	391.953	249.329	2002-2013
V6035010	Le Toulourenc à Malaucène [Veaux]	876874	6348707	159	0.25	1.07	28.407	19.841	1991-2013
V6052010	L'Ouvèze à Vaison-la-Romaine	865211	6351148	595	0.38	1.45	128.765	89.053	1982-2013
V6125010	L'Auzon à Mormoiron	875148	6331264	80.75	0.21	0.42	4.26	3.724	1983-2013
V7104010	Le Gardon de Saint-Martin à Saint-Étienne-Vallée-Française [Roq.]	765905	6343481	30	0.38	1.52	18.106	10.331	1980-2013
V7105210	Le Gardon de Saint-Germain à Saint-Germain-de-Calberte [Bastide]	766463	6345594	26.75	0.29	0.91	21.847	13.276	1980-2013
V7115010	Le Gardon de Sainte-Croix à Gabriac [Pont Ravagers]	757237	6343844	47.25	0.54	1.21	33.222	23.605	1996-2013
V7124015	Le Gardon de Mialet à Mialet [en amont du camping]	772787	6336735	218.25	0.33	1.13	167.38	101.691	2002-2013
V7185010	L'Alzon à Uzès [Moulin de Bargeton]	814268	6323699	77	0.42	0.82	10.226	8.49	1996-2008
W0425010	La Chaise à Ugine [Pont de Soney]	963451	6523410	78	0.71	2.49	22.109	6.418	2001-2013
W1105030	Le Gelon à la Rochette	943593	6489653	61.25	1.08	5.83	8.363	2.425	1984-2013
W2216410	La Ribière à Agnières-en-Dévoluy [La Combe]	928197	6403740	23.5	0.67	2.2	2.964	1.218	1980-2013
W2314010	La Bonne à Entraigues [Pont Battant]	932381	6426664	144	0.67	4.02	26.088	9.431	1981-2013
W2335210	La Roizonne à la Valette [La Rochette]	926102	6431916	71.75	0.54	2.22	15.695	5.297	1981-2013
W2405010	La Jonche à la Mure	919569	6427742	51	1.54	8.48	4.483	2.077	1980-2013
W2804020	La Gresse à Gresse-en-Vercors [Pont Jacquet]	902820	6428604	24.5	0.62	2.94	3.713	1.319	1987-2013
W3015010	La Vence à Proveysieux [Pont de l'Oulle]	911765	6464395	63	1.25	4.22	16.276	6.876	1981-1992
W3534020	L'Herbasse à Clérieux [Pont de l'Herbasse]	853537	6441334	193.25	0.46	1.05	37.476	32.985	1980-2013
X0130010	La Durance à l'Argentière-la-Bessée	981498	6414950	962.5	1.46	11.72	93.955	28.477	1984-2013
X0434010	L'Ubaye à Barcelonnette [Abattoir]	990861	6371741	552.75	1.58	7.15	57.461	34.221	1981-2013
X1225010	Le Bes à la Javie [Esclangon-Péroure]	961650	6351908	166.75	0.5	1.86	27.102	18.544	1984-2013
X2002020	Le Verdon à Allos [La Foux]	984691	6361358	13.75	0.46	1.88	4.017	1.874	1980-2013
X2424010	L'Artuby à Comps-sur-Artuby [Guent]	984250	6292750	249.75	0.5	1.56	54.732	38.011	1980-1999
X3434010	Le Coulon à Saint-Martin-de-Castillon [Coste Raste]	899867	6308866	353.5	0.33	1.21	36.896	35.394	1981-2013
Y0254040	Le Tech [partiel] à Reynès [Saint-Paul-sur-Tech]	677832	6155216	475.5	0.54	2.28	189.26	199.31	1980-2008
Y0255020	L'Ample à Reynès [Le Vila]	675167	6155068	49	0.67	1.86	10.075	13.647	1980-2013
Y0424010	La Têt à Serdinya [Joncet]	643750	6163187	418.75	0.75	5.87	25.417	16.355	1980-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
Y0444010	La Têt à Marquixanes	657822	6171793	822.25	0.92	4.28	72.171	54.032	1980-2013
Y0615020	La Boulzane à Saint-Paul-de-Fenouillet	657419	6189751	167.5	0.42	0.54	64.472	53.912	1980-1990
Y0624020	L'Agly à Saint-Paul-de-Fenouillet [Clue de la Fou]	658849	6189309	223	0.38	1.32	67.786	47.06	1980-2013
Y0634030	L'Agly [naturel] à Planèzes	668984	6184813	446	0.79	2.33	79.7	86.669	1980-2013
Y0655010	Le Verdoube à Tautavel	679004	6190125	307.5	0.5	1.25	118.838	122.722	1980-2009
Y0664040	L'Agly à Estagel [Mas de Jau]	677794	6186562	911	0.54	2.32	208.159	242.181	1980-2013
Y0824010	La Berre à Villesèque-des-Corbières [Ripaud]	685750	6214250	165	0.38	0.74	97.334	80.731	1980-2013
Y0825410	Le Ripaud à Fontjoncouse [Ripaud]	685656	6216396	14	0.33	1.53	3.99	3.984	1980-1990
Y1112010	L'Aude à Belvianes-et-Cavirac	634134	6195572	715.25	1.38	7.86	48.801	25.604	1988-2013
Y1135010	La Salz à Cassaignes	643414	6204891	129	0.29	0.68	72.137	56.498	1982-2013
Y1232010	L'Aude à Carcassonne [Pont Neuf]	648013	6235210	1825.25	0.75	3.95	198.844	200.859	1983-2012
Y1314010	Le Fresquel à Villepinte	625250	6243250	209.75	0.79	2.65	17.881	17.478	1980-2013
Y1345010	Le Lampy à Raissac-sur-Lampy	631243	6243300	59.25	0.46	1.75	22.397	20.999	1986-2013
Y1355210	La Rougeanne à Moussoulens	637043	6242258	127.25	1.42	5.36	18.826	12.492	1980-2013
Y1364010	Le Fresquel à Carcassonne [Pont Rouge]	649093	6237812	933.75	0.96	3.49	79.004	63.905	1980-2013
Y1416210	La Clamoux à Malves-en-Minervois	654271	6239481	88.25	0.58	1.58	22.3	25.159	1980-2013
Y1514010	L'Orbieu à Montjoi [Le Moulin]	657070	6209522	88.5	0.75	1.6	23.782	14.759	1980-1994
Y1524010	L'Orbieu à Saint-Martin-des-Puits	664637	6215594	175	0.5	1.48	74.641	71.114	1988-2013
Y1564010	L'Orbieu à Luc-sur-Orbieu	682149	6231371	588	0.62	1.66	154.493	152.725	1980-2013
Y1605050	La Cesse à Mirepeisset	691980	6242751	263	0.88	3.3	62.008	68.4	1980-2013
Y1612020	L'Aude à Moussan [Moussoulens - écluse]	696822	6238431	4915.5	1.12	4.29	425.455	413.485	1987-2013
Y2015010	L'Arre au Vigan [La Terrisse]	752809	6322583	172.75	0.71	2.26	113.978	72.609	1981-2013
Y2102010	L'Hérault à Laroque	759105	6313209	906.5	0.75	2.04	514.222	282.373	1980-2013
Y2214010	La Lergue à Lodève	728250	6287750	219.25	0.88	2.3	98.881	58.769	1980-2013
Y2372010	L'Hérault à Agde [Bassin Rond]	738929	6247469	2606.75	1.96	4.68	610.66	325.178	1980-2013
Y2514020	L'Orb à Hérépian	710653	6277087	374	0.79	1.66	205.949	149.576	1980-2013
Y2554010	L'Orb à Vieussan [Vieussan aval]	698875	6270546	904	1.33	2.78	357.203	272.972	1981-2013
Y2584010	L'Orb à Béziers [Tabarka]	714228	6252453	1330.5	1.17	2.89	473.284	351.223	1981-2013
Y3204010	Le Lez à Montferrier-sur-Lez [Lavalette]	770247	6284039	118.25	0.58	1.67	65.638	53.69	1980-2013
Y3204030	Le Lez à Montpellier [Pont Garigliano]	772402	6280365	132.75	0.29	1.04	103.544	87.739	1998-2013
Y3414005	Le Vidourle à Quissac	780324	6312466	212.75	0.58	1.45	172.923	122.441	2002-2013
Y3444010	Le Vidourle à Salinelles [Moulin de Rune]	785941	6303164	554.75	0.71	1.07	331.596	249.006	1994-2007
Y4002010	L'Arc à Pourrières	920621	6269157	51	0.21	0.27	12.988	14.752	1980-2012
Y4022010	L'Arc à Meyreuil [Pont de Bayeux]	903437	6270119	298.25	0.42	1.27	27.741	22.998	1980-2013
Y4115020	La Luynes à Aix-en-Provence [Pioline]	894120	6270320	54.25	0.17	0.43	9.565	4.736	1996-2013
Y4122030	L'Arc à Berre-l'Étang [Mauran]	872499	6269633	734.25	0.58	1.93	52.91	42.928	1988-2000

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
Y4122040	L'Arc à Aix-en-Provence [Roquefavour-Bruet]	887124	6271340	636.5	0.25	1.74	53.147	35.987	1996-2013
Y4225610	La Cadière à Marignane [stade Saint-Pierre]	878780	6259205	71.5	0.17	0.39	19.995	10.824	1983-2013
Y4414030	L'Huveaune à Roquevaire [2]	911197	6253653	165.5	0.5	1.77	16.149	7.846	1994-2013
Y4515420	La Reppe à Ollioules [Le Grand Plan]	930990	6229269	81.5	0.5	1.11	11.014	11.836	1996-2013
Y4604020	Le Gapeau à Solliès-Pont	946250	6238750	160.25	0.79	2.18	30.709	23.012	1980-2013
Y4615020	Le Réal Martin à la Crau [Decapris]	953079	6236905	284.25	0.29	1.07	69.806	52.284	1980-2013
Y5002010	L'Argens à Bras [Clos-d'Auran]	934250	6270250	78.5	4.12	8.22	10.502	8.56	1980-1994
Y5105010	Le Caramy à Vins-sur-Caramy [Les Marcounious]	956960	6265376	211.75	0.96	3.85	26.271	18.602	1980-2013
Y5106610	L'Issole à Cabasse [Pont des Fées]	960925	6265802	221.25	1	4.81	21.522	16.837	1980-2013
Y5202010	L'Argens aux Arcs	981073	6267001	1640.75	1.5	6.14	79.899	79.519	1980-2013
Y5235010	La Nartuby à Trans-en-Provence	981672	6273545	191.25	0.5	2.11	19.539	23.071	1980-2013
Y5305030	L'Endre à Callas [Gandy]	991584	6279231	102.5	0.33	0.85	26.843	19.909	1980-1995
Y5312010	L'Argens à Roquebrune-sur-Argens	994099	6267946	2497.25	1.04	3.27	266.998	223.511	1980-2013
Y5325010	Le Reyran à Fréjus [Sainte-Brigitte]	1002814	6270915	79.75	0.33	0.81	45.985	26.687	1980-2013
Y5424010	La Giscle à Cogolin	986927	6246137	68.25	0.71	1.92	24.783	10.443	1985-2013
Y5435010	La Môle au Lavandou [Deste]	979741	6240195	45	0.33	0.82	26.301	23.724	1980-2013
Y5444010	La Giscle à Cogolin [Les Ajusts]	988558	6245971	204	1.5	3.76	31.752	16.12	1980-2013
Y5505410	Le Grenouiller à Saint-Raphaël [Agay]	1011625	6268010	51.75	0.42	0.96	36.931	22.305	1980-2010
Y5514040	La Siagne à Callian [Ajustadoux]	1003412	6292298	164.25	2.17	7.71	62.243	25.104	1983-2013
Y5534010	La Siagne à Auribeau-sur-Siagne [Le Gabre]	1014675	6286469	399.25	2.04	5.08	104.223	50.835	1980-1994
Y5534030	La Siagne à Pégomas	1017161	6284614	495.25	1.33	3.89	113.773	67.299	1980-2013
Y5535410	La Mourachonne à Pégomas	1017362	6285080	45	0.17	0.31	27.108	18.41	1985-2013
Y5615030	Le Loup à Villeneuve-Loubet [Moulin du Loup]	1033737	6291987	289.75	1.5	4	73.577	46.53	1980-2013
Y6002030	Le Var à Villeneuve-d'Entraunes [Pont d'Enaux]	1006250	6341750	158.25	0.71	2.49	27.491	16.741	2000-2013
Y6042010	Le Var à Entrevaux [Pont-Levis]	1005749	6324084	723.75	0.79	2.4	150.957	74.098	1981-2013
Y6434010	L'Estéron au Broc [La Clave]	1036250	6311250	448	0.88	2.32	112.304	55.718	1981-2013
Y6442010	Le Var à Nice [Pont Napoléon III]	1038692	6294108	2814.75	0.62	2.75	579.316	410.783	1987-2013
Y6442020	Le Var à Carros [Pont de la Manda]	1038401	6305217	2763.5	1.25	3.11	593.878	244.097	1981-2013
Y7002020	Le Golo à Albertacce	1193003	6154168	95.25	0.29	1.04	73.505	45.104	1980-2013
Y7114020	L'Asco à Morosaglia [Ponte-Leccia]	1210448	6172914	362.5	0.58	1.55	107.203	42.222	1998-2013
Y7415220	Le Luri à Luri [Piazza]	1223998	6221134	17.75	1.08	3.17	3.713	1.706	1997-2013
Y7804010	Le Fango à Galéria	1171083	6160828	129	0.29	1.02	85.341	43.05	1980-2013
Y8324020	La Gravone à Peri	1187679	6118161	200	0.42	1.25	127.186	54.261	1996-2013
Y8624010	Le Taravo à Zigliara [Pont d'Abra]	1195888	6097544	350	0.38	1.5	95.976	46.035	1980-2013
Y8814010	Le Rizzanese à Zoza	1206300	6088902	133.25	0.33	0.93	95.968	64.754	1980-2013

Code	Nom de la station	X (L93)	Y (L93)	S (km ²)	D_c (j)	Δ (j)	x_0 (m ³ /s)	a (m ³ /s)	Années
Y8905010	L'Ortolo à Sartène [Moulin de Curgia]	1202700	6073917	69.75	0.21	0.63	32.743	25.477	1980-1996
Y8905020	L'Ortolo à Levie [Vignalella]	1207731	6077863	31	0.33	0.89	14.097	10.502	1996-2013
Y9025010	Le Vecchio à Venaco [Pont de Noceta]	1212698	6145027	144.5	0.29	1.13	107.713	56.802	1980-2013
Y9315010	Le Fium-Alto à Taglio-Isolaccio [Acitaja]	1232545	6171325	117	0.25	0.86	58.547	70.99	1980-2013
Y9414020	Le Fium-Orbo à Ghisoni [Sampolo]	1218298	6131985	117	0.38	1.1	102.135	67.775	1993-2013
Y9805010	Le Stabiaccio à Sotta [Moulin de Lastreto]	1216568	6070295	31.5	0.17	0.54	29.644	30.092	1980-1996
Q0005_DN	Le Pleynet à Fond de France	940750	6468750	12.5	0.83	5	3.503	1.842	1983-2014
Q0027_DN	La Bourne aux Jarrands	898307	6446135	175.5	0.58	1.66	35.825	14.5	1983-2014
Q0034_DN	La Vernaison à Pont en Royans	886750	6441250	281	0.75	2.9	19.191	12.018	1983-2014
Q0057_DN	La Souloise à l'Infernet	929750	6412250	159	2.5	10.86	34.132	14.884	1983-2014
Q0105_DN	La Romanche à Chambon Amont	950575	6442690	220.75	0.88	5.19	36.077	10.576	1986-2014
Q0106_DN	La Sarenne à Huez les Moulins	940750	6446750	27.25	0.46	2.43	7.288	2.513	1986-2004
Q0111_DN	Le Vénéon aux Etages	956750	6431750	104.25	0.71	2.79	41.221	10.093	1983-2014
Q0127_DN	Le Ruisseau de Vaulnaveys aux Allas	918253	6445876	46	0.54	2.54	4.24	1.213	1981-1998
Q0157_DN	La Durance à la Clapière	978750	6390750	2171.75	1.62	10.74	199.869	84.108	1983-2014
Q0159_DN	L'Ubaye à Roche Rousse	970459	6378152	945.5	1.83	7.12	114.491	48.596	1983-2014
Q0168_DN	La Durance à Briançon Aval	985750	6427250	546	4.21	11.41	52.969	18.618	1983-2014
Q0171_DN	Le Guil à Montdauphin	986250	6403250	724.5	1.71	5.78	56.392	19.79	1986-2007
Q0230_DN	La Méouge	924250	6356750	220.25	0.46	1.19	66.532	44.63	1984-2014
Q0233_DN	L'Aigues à Pont de la Tune	883250	6373323	479	0.62	1.5	107.961	62.713	1987-2005
Q0235_DN	Le Jabron à Piedguichard	922112	6344685	95.75	0.29	0.88	67.518	45.634	1994-2014
Q0251_DN	Le Verdon à Colmars	989638	6349092	157	0.92	2.58	48.171	28.791	1984-2014
Q0252_DN	L'Issole à Pont de Mourefrey	980886	6328122	139.5	0.71	2.84	24.743	14.664	1997-2014
Q0277_DN	L'Asse à la Clue de Chabrières	960759	6329484	375.5	0.33	1.2	86.239	40.525	1984-2014
Q0309_DN	La Tinée à Saint Etienne de Tinée	1012900	6359436	121.25	0.75	3.39	25.709	12.688	1988-2007
Q1146_DN	Le Gave de Cauterets à Cauterets	445576	6204721	140	0.88	3.82	44.596	17.665	1983-1996
Q1460_DN	Le Salat à Pont de Lacourt	550940	6206574	615	0.96	3.83	145.402	68.766	1983-2014
Q1584_DN	L'Artigue à Cibelle	570255	6180177	24.5	0.42	1.67	15.558	4.92	1983-2014
Q2207_DN	La Santoire à Condat la Roche Pointue	680674	6470462	175	0.83	3.06	49.196	22.701	1983-2014
Q2521_DN	Le Lander à Saint Georges	709847	6435011	310.25	0.62	1.91	63.856	34.317	1983-2014
Q2653_DN	Le Lot à Bramonas	733707	6375749	464.5	1.75	8.42	54.408	43.064	1984-2014
Q3064_DN	Le Foron à Taninges	977250	6562750	57.25	0.62	2.13	31.305	10.577	1985-1998
Q3104_DN	Le Fier à Thones	956689	6537416	148.25	0.71	2.24	39.645	11.245	1984-2014
Q3118_DN	Le Fier à Argonay	944750	6542750	413	0.62	1.65	218.174	50.804	1984-2014
Q3302_DN	L'Isère à Val d'Isère	1011530	6490928	45.25	3.08	14.63	10.292	2.618	1984-2014
Q3315_DN	Le Torrent de Pissevielle à Pissevielle	998750	6505750	15	1.62	10.17	2.038	0.69	1983-1998
Q3366_DN	Le Doron de Belleville au Bettaix	976250	6476750	67	2.12	9.91	13.938	3.627	1984-2014

Annexe VI - Description qualitative des Hydro-Eco-Régions par Wasson *et al.* (2001)



Le Massif Armoricaïn se distingue par ses roches primaires dures, imperméables et non carbonatées, un relief de collines peu accidenté et un climat océanique.

Les Tables Calcaires constituent une région de plaines, d'altitude inférieure à 200 m, couvrant le Bassin Parisien et le Nord du Bassin Aquitain ; le sous-sol est formé de roches sédimentaires tabulaires en majorité carbonatées. Cependant ces roches présentent en superficie des caractéristiques variables de perméabilité induisant des différences dans la densité du réseau de drainage ou des différences de dureté et de résistance à l'érosion produisant localement des formes de relief plus marquées (côtes et collines).

Les Dépôts Argilo-sableux, entités incluses dans les tables calcaires, correspondent à des formations géologiques bien individualisées imperméables, non carbonatées et meubles, caractérisées par un relief plat.

Les Côtes calcaires de l'Est se différencient des tables calcaires par un relief de côtes disposées en auréoles concentriques à l'Est du Bassin Parisien, dû à l'alternance de couches sédimentaires de marnes et de calcaires durs. Les reliefs les plus marqués s'échelonnent entre 200 et 400 m avec des formes hétérogènes entre plaines argileuses humides et plateaux calcaires à vallées sèches. Le gradient climatique d'Ouest en Est se manifeste par des précipitations sensiblement plus abondantes.

Les Vosges, sur le rebord oriental du Bassin Parisien, forment un massif montagneux de roches non carbonatées, peu perméables et assez résistantes à l'érosion. Le relief, accentué, culmine à 1800 m et le climat est froid et humide.

L'Alsace, dépression tectonique entre Vosges et Forêt Noire, est une grande zone de plaine aux sous-sols à dominante alluvionnaire. Le climat y possède des caractéristiques nettement continentales (hiver froid et sec, saison estivale arrosée).

Les Ardennes, plus au Nord, constituent une région de collines composées de roches primaires imperméables et non carbonatées ; seule l'extrémité Sud-Ouest de l'ancien massif concerne la France.

Le Nord du Massif Central (plateau du Limousin, montagne Bourbonnaise, Morvan) est constitué de reliefs de plateaux descendant en pentes peu accentuées vers le Nord, dominés par les roches granitiques, dures, imperméables et non carbonatées. Les précipitations plus abondantes sont influencées par le relief.

Le Sud du Massif Central, au relief plus accentué et plus élevé, est constitué d'un grand plateau granitique relevé vers le Sud, surmonté de relief d'origine volcanique ; il est pénétré au Nord par de grandes dépressions orientées Nord-Sud et entouré au Sud par de grands plateaux calcaires. Les précipitations y sont abondantes et le climat froid et humide.

Les Dépressions Sédimentaires sont des fossés tectoniques remplis de roches sédimentaires qui constituent des zones de plaine internes du Massif Central. Les tendances continentales du climat se révèlent assez proches de la plaine d'Alsace.

Les Grands Causses, plateaux calcaires au relief assez élevé (jusqu'à 1250 m) situés au Sud du Massif Central, possèdent les caractéristiques de zones karstiques avec un réseau hydrographique peu dense, limité au fond de vallées, exutoires hydrauliques de ces massifs perméables.

La Plaine de Saône, entourée par le Massif Central à l'Ouest, les Vosges au Nord et le Jura à l'Est, constitue une vaste dépression aux sous-sols à dominante marno-argileuse.

L'ensemble **Jura – Préalpes du Nord** auquel sont associées les dépressions molassiques et les collines du Bas Dauphiné, constitue une entité au relief accentué, aux sous-sols hétérogènes à dominante de calcaires massifs et de roches carbonatées et au climat montagnard très humide à tendance continentale.

Les Alpes internes sont un massif au relief extrêmement accentué, caractérisé par l'importance de l'étage alpin avec une géologie hétérogène mais peu carbonatée et un climat typiquement montagnard à tendance continentale.

Les Préalpes du Sud, montagnes alternant massifs calcaires et ensembles marneux, ont un climat sous influence méditerranéenne se traduisant notamment par un bilan hydrique plus faible.

La région Méditerranéenne, au relief de plaines et de collines, est caractérisée par son climat très chaud à sécheresse estivale prolongée ; la géologie est très hétérogène variant de la plaine alluvionnaire aux massifs granitiques en passant par des collines de calcaires massifs.

Les Cévennes, sur la bordure Sud-Est du Massif Central, sont une région de montagne granitique au relief abrupt tourné vers la plaine méditerranéenne qui se différencie par son régime de précipitations abondantes et particulièrement à l'automne.

La Corse, île méditerranéenne aux montagnes dominées par les roches granitiques, avec un régime de précipitations proche du type cévenol, possède des caractéristiques particulières liées à son insularité.

Au Sud-Ouest, **les Coteaux Aquitains**, région de collines incisées de vallées parfois très larges pour les principaux émissaires, bénéficie d'un climat océanique. Les roches à dominante peu carbonatées, y sont globalement assez sensibles à l'érosion.

En bordure Sud-Ouest du Massif Central, **les Causses Aquitains**, plateaux et collines calcaires, se différencient par la nature du sous-sol et des formes de relief caractéristiques, où le réseau hydrographique est de faible densité.

La région des **Landes**, connue par son sous-sol sableux dont la nappe libre est drainée par les rivières, ruisseaux et canaux artificiels, est une grande plaine au climat océanique.

La région des **Pyrénées**, massif montagneux au relief très accentué, diffère des Alpes internes par des altitudes moins élevées (étage alpin nettement moins important, très peu de glaciers), et une structure géomorphologique avec des vallées perpendiculaires à l'axe du massif, donc très courtes (moins de 40 km pour les cours d'eau les plus importants). Le climat est océanique avec une frange méditerranéenne à l'Est.

Annexe VII - Formules des critères d'erreur et de performance

Les variables affichées dans les équations sont n le nombre de stations hydrométriques incluses dans l'échantillon, $\bar{q}_{obs}(i)$ et $\bar{q}_{est}(i)$ qui sont respectivement les valeurs observée et estimée de la variable hydrologique q dans ses unités associées, à la station hydrométrique i .

Critère de Nash

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\bar{q}_{obs}(i) - \bar{q}_{est}(i))^2}{\sum_{i=1}^n \left(\bar{q}_{obs}(i) - \frac{\sum_{i=1}^n \bar{q}_{obs}(i)}{n} \right)^2}$$

Erreur quadratique moyenne (Root Mean Square Error)

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\bar{q}_{obs}(i) - \bar{q}_{est}(i))^2}$$

Erreur absolue relative moyenne (Mean Absolute Relative Error)

$$MARE = \frac{100}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{\bar{q}_{obs}(i) - \bar{q}_{est}(i)}{\bar{q}_{obs}(i)} \right|$$

Biais

$$Biais = \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n \bar{q}_{est}(i) - \sum_{i=1}^n \bar{q}_{obs}(i) \right)$$