



**HAL**  
open science

# Caractérisation de la mémoire des bassins versants par approche croisée entre piézométrie et séparation d'hydrogramme

Antoine Pelletier, Vazken Andréassian

► **To cite this version:**

Antoine Pelletier, Vazken Andréassian. Caractérisation de la mémoire des bassins versants par approche croisée entre piézométrie et séparation d'hydrogramme. *La Houille Blanche - Revue internationale de l'eau*, 2020, 3, pp.30-37. 10.1051/lhb/2020032 . hal-02917150

**HAL Id: hal-02917150**

**<https://enpc.hal.science/hal-02917150>**

Submitted on 18 Aug 2020

**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.

# CARACTÉRISATION DE LA MÉMOIRE DES BASSINS VERSANTS PAR APPROCHE CROISÉE ENTRE PIÉZOMÉTRIE ET SÉPARATION D'HYDROGRAMME

Antoine PELLETIER<sup>(1)</sup>, Vazken ANDRÉASSIAN<sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> École des Ponts ParisTech / Université Paris-Saclay, INRAE Antony – UR HYCAR – e-mail : antoine.pelletier@inrae.fr

<sup>(2)</sup> Université Paris-Saclay, INRAE Antony – UR HYCAR – e-mail : vazken.andreassian@inrae.fr

L'intensité et la durée des étiages des rivières ne dépendent pas seulement des conditions climatiques de l'année hydrologique en cours. En effet, l'humidité ou la sécheresse des années antérieures influe sur le débit observé en étiage, particulièrement dans les bassins où le soutien d'étiage est assuré par des aquifères. La compréhension de cette mémoire pluriannuelle du bassin versant est cruciale pour expliquer les dynamiques de sécheresse. Deux approches sont possibles pour évaluer ce phénomène de mémoire. La première est d'étudier, dans des bassins dont les étiages sont connus pour être soutenus par des aquifères conséquents, les relations entre les dynamiques interannuelles de la piézométrie et celles du climat. La seconde consiste à décomposer les hydrogrammes observés en une composante lente, dite débit de base, et une composante rapide. Les variations interannuelles du débit de base donnent une représentation conceptuelle des dynamiques d'étiage observées. Nous appliquons ici une méthode conceptuelle de séparation d'hydrogramme à quatre sous-bassins du bassin de l'Huisne et une analyse de la mémoire de la piézométrie par régression linéaire sur sept piézomètres représentant trois grandes formations aquifères. Les résultats montrent une corrélation entre les mémoires des débits et des piézomètres, en mettant notamment en exergue la longue mémoire de la nappe des sables du Perche.

**MOTS CLEFS :** relation surface-souterrain, compartimentation du cycle de l'eau, dynamiques temporelles

## *Characterising catchments' memory through a crossover approach between piezometry and hydrograph separation*

Intensity and duration of low-flow events depend not only on climatic conditions during the current hydrological year. Wetness or dryness of past years may have an influence on observed flow during droughts, especially in catchments where low-flows depend on aquifers. Understanding this multiyear memory phenomenon is key to explain drought dynamics. Two approaches are considered to evaluate this memory effect. First, the multiyear dynamics of piezometers are compared to yearly climatic fluctuations, in catchments where low-flows are known to be dependent on aquifer storage. Second, hydrographs are decomposed into a slow component, called baseflow, and a quick component, called quickflow. Multiyear fluctuations of baseflow are a conceptual descriptor of observed low-flow dynamics. In this article, we apply a conceptual hydrograph separation method to four catchments in the Huisne basin and we analyse the memory of seven piezometric time series through a linear regression. These piezometers represent the dynamics of three major aquifers in the basin. Results show a correlation between streamflow and piezometer memory. In particular, the long memory of the Perche sands aquifer is highlighted.

**KEY WORDS:** groundwater-surface relationship, water cycle decomposition, temporal dynamics

## I INTRODUCTION

Alors que les épisodes de crues sont généralement dominés par des dynamiques saisonnières, voire infra-saisonnières, les sécheresses et les épisodes d'étiage qui les accompagnent sont par essence des phénomènes longs, reposant sur des échelles de temps annuelles ou pluriannuelles. Bien souvent, c'est la suite de plusieurs années sèches qui, dans les grands bassins versants, est à l'origine de débits observés historiquement bas : l'étiage exceptionnel de la Seine de 1974 fait suite à trois années (1971, 1972 et 1973) largement déficitaires en précipitations, alors que l'année 1974 a connu une pluviométrie supérieure à la normale. À l'inverse, la sécheresse de l'année 2015 dans le bassin de la Seine, avec une pluviométrie inférieure de 15% à la normale, n'a pas donné lieu à un étiage très sévère : les trois années précédentes étaient excédentaires en précipitations.

Ces considérations rapides sur la Seine mériteraient une analyse plus approfondie des phénomènes particuliers à l'œuvre dans ces deux sécheresses : en particulier, la mise en service des lacs-réservoirs Marne

50 et Aube entre les deux épisodes ne permet pas de les comparer aussi directement. Mais elles mettent en exergue  
51 un phénomène crucial dans la compréhension des étiages : la mémoire des bassins versants, i.e. l'influence de  
52 l'aléa climatique des années antérieures sur le débit de l'année considérée. Cette mémoire est directement liée  
53 au temps de séjour de l'eau dans le bassin versant : si la pluie est susceptible d'être stockée plus d'un an avant  
54 son arrivée dans le cours d'eau, alors les années antérieures auront une influence sur le débit observé. Or, un  
55 séjour prolongé de l'eau précipitée – en-dehors de bassins fortement influencés – ne s'effectue pas en surface,  
56 mais bien dans des aquifères connectés au cours d'eau considéré. La mémoire sera donc d'autant plus longue  
57 que le bassin versant est doté d'aquifères de grande capacité.

58 Le débit d'un cours d'eau est classiquement divisé en deux composantes : le débit de surface ou débit rapide,  
59 issu de précipitations récentes et donc gouverné par des échelles de temps courtes, et le débit de base, au temps  
60 de réponse plus long et porteur des aléas climatiques plus anciens – c'est-à-dire de la mémoire du bassin  
61 versant. Or, séparer ces composantes d'un hydrogramme reste ardu et n'est pas un problème nouveau en  
62 hydrologie. De nombreuses méthodes ont déjà été développées ; on les classe en trois grandes catégories.

63 Les méthodes numériques sont issues du traitement du signal, sans volonté de représenter les processus  
64 hydrologiques à l'œuvre. Puisque l'on peut séparer les composantes haute et basse fréquence dans un signal  
65 donné, il est possible de le faire sur un hydrogramme : le débit de base est issu d'un filtrage numérique passe-  
66 bas de la chronique de débit ; l'inverse de la fréquence caractéristique du filtre donne, par exemple, le temps  
67 de réponse recherché [El Janyani *et al.*, 2012 ; Duvert *et al.*, 2015]. Plusieurs filtres numériques paraissent  
68 adaptés au problème de la séparation du débit de base : minimum local en fenêtre glissante, filtrage numérique  
69 récursif, moyenne mobile transformée... Ils nécessitent tous un ou plusieurs paramètres, dont la détermination  
70 est difficile sans introduire de nouvelles hypothèses à chaque nouveau bassin versant considéré : il est donc  
71 ardu d'en tirer des résultats quantitatifs objectifs échappant à l'arbitraire d'une séparation d'hydrogramme  
72 « satisfaisante » pour le modélisateur. D'autres analyses de la dynamique des signaux hydrologiques se font  
73 directement dans le domaine fréquentiel, par exemple via la transformée de Fourier ou la transformée en  
74 ondelettes [Chen *et al.*, 2004].

75 Les méthodes physico-chimiques se fondent sur une hypothèse : si l'eau des précipitations possède une  
76 caractéristique physico-chimique  $X_{\text{prec}}(t)$  variable dans le temps, alors la mesure de la caractéristique  $X_{\text{riv}}(t)$  de  
77 l'eau du cours d'eau est reliée à  $X_{\text{prec}}(t)$  par une fonction de transfert convolutive qui permet de déterminer le  
78 temps de transfert du bassin versant et donc sa mémoire des précipitations [Hrachowitz *et al.*, 2009]. Dans le  
79 cas de la séparation d'hydrogramme, cette fonction de transfert est réduite à la somme d'un représentant du  
80 débit rapide et d'une fonction de transfert lissante donnant le  $X$  caractéristique de l'eau souterraine et donc le  
81 débit de base. Ce schéma fonctionne dans le cas où  $X$  est une caractéristique passive de l'eau, comme la  
82 concentration en une espèce chimique peu réactive (typiquement des ions comme  $\text{Cl}^-$ ) ou un isotope  
83 suffisamment stable ; dans le cas de traceurs plus actifs comme l'oxygène dissout ou la température, le modèle  
84 doit être mis en œuvre différemment [Pinder et Jones, 1969]. Ces méthodes présentent l'avantage de nécessiter  
85 peu d'hypothèses fortes et de fournir des résultats objectifs ; cependant, elles requièrent des chroniques  
86 complètes de données physico-chimiques sur les cours d'eau et les précipitations, qui sont bien plus  
87 difficilement disponibles que les données hydroclimatiques. Leur mise en œuvre est donc limitée à certains  
88 bassins instrumentés et n'est pas généralisable à une analyse de grande échelle.

89 Au-delà des deux classes de méthodes présentées ci-dessus, des méthodes conceptuelles de séparation  
90 d'hydrogramme ont été développées ; elles sont fondées sur l'hypothèse qu'un réservoir conceptuel est une  
91 bonne représentation de la partie d'un aquifère contribuant à un cours d'eau. Une longue décroissance du débit  
92 en période de sécheresse, sans précipitation efficace, est donc assimilable à une vidange de ce réservoir  
93 conceptuel : il est alors possible, à partir de cette courbe de décroissance, de déterminer la fonction de sortie  
94 du réservoir. La représentation la plus générale est celle d'un réservoir quadratique, dont le débit de sortie est  
95 proportionnel au carré de son niveau de remplissage [Coutagne, 1948]. Une méthode originale est celle conçue  
96 par Wittenberg et Sivapalan [1999] : il s'agit d'un filtrage conceptuel inversé, où l'hydrogramme est remonté  
97 à l'aide de courbes de vidange du réservoir. Le niveau du réservoir augmente à mesure que la récession est  
98 parcourue à l'envers et il est réinitialisé quand le pic de débit est atteint.

99 Ces diverses méthodes souffrent de deux principaux écueils : soit, comme les méthodes physico-chimiques,  
100 elles nécessitent des données particulières rarement disponibles ; soit elles nécessitent la détermination  
101 arbitraire de la valeur des paramètres par l'utilisateur, sans fondation sur un cadre hypothétique permettant  
102 d'objectiver cette paramétrisation, ce qui les rend difficilement utilisables comme outils d'analyse  
103 systématique. L'analyse de la mémoire ne nécessite pas un procédé incontestable de séparation  
104 d'hydrogramme, mais elle requiert objectivité et reproductibilité.

105 Puisque les aquifères jouent un rôle majeur dans les phénomènes de mémoire, une évaluation de celle-ci peut  
106 également se faire directement via l'analyse des chroniques piézométriques : si la nappe répond aux  
107 précipitations et si sa hauteur est corrélée au débit de base, alors sa mémoire est un bon *proxy* pour celle du  
108 bassin versant. La mémoire peut être simplement évaluée par régression linéaire entre la piézométrie et les  
109 précipitations passées. Cette approche est limitée par la disponibilité dans le temps et dans l'espace des données  
110 piézométriques et parfois par la représentativité de celles-ci ; c'est pourquoi le croisement avec la séparation  
111 d'hydrogramme permettra une analyse de la mémoire d'un plus grand nombre de bassins versants, si les  
112 résultats convergent là où piézométrie et débits sont disponibles.

113 Nous proposons dans cet article la mise en œuvre d'une méthode conceptuelle de décomposition, qui a fait  
114 l'objet d'un article détaillé [Pelletier et Andréassian, 2020], basée sur le filtrage du débit par un réservoir  
115 conceptuel et la corrélation du débit de base obtenu avec des précipitations cumulées sur de longues périodes.  
116 C'est à partir de l'idée d'un réservoir quadratique mis à jour [Wittenberg et Sivapalan, 1999] que nous avons  
117 développé cette méthode. Les résultats de cette méthode mise en œuvre sur le bassin de l'Huisne sont ensuite  
118 comparés à ceux d'une analyse linéaire de la relation entre piézométrie et précipitations efficaces.

119 Cet article est organisé comme suit : la partie II détaille la méthodologie de l'analyse mise en place : méthode  
120 conceptuelle de séparation d'hydrogramme et analyse linéaire de la piézométrie ; la partie III présente les  
121 données utilisées dans une étude de cas d'un bassin versant français, celui de l'Huisne ; la partie IV présente  
122 les résultats de cette étude de cas.

## 123 II MÉTHODES D'ESTIMATION DE LA MÉMOIRE

### 124 II.1 Méthode conceptuelle de séparation d'hydrogramme

125 Cette section résume le principe de la méthode conceptuelle de séparation d'hydrogramme. Une description  
126 plus complète est disponible dans l'article original [Pelletier et Andréassian, 2020].

127 La méthode développée est fondée sur l'hypothèse suivante : l'effet de mémoire et de lissage du bassin est  
128 bien représenté par un réservoir conceptuel quadratique, dont la sortie représente la fraction du débit  
129 assimilable au débit de base. Deux éléments pourront être tirés de cette séparation : l'indice de débit de base  
130 (*baseflow index* ou BFI) [Wilson, 1990], qui donne l'importance quantitative des phénomènes de long-terme  
131 dans la dynamique du bassin ; le temps de réponse du bassin aux précipitations, soit un temps caractéristique  
132 de la mémoire du bassin versant.

133 L'entrée du réservoir doit être un proxy de la recharge, i.e. l'ensemble des arrivées d'eau dans l'aquifère  
134 relié au cours d'eau. Il est difficile de l'inférer directement sans un modèle de sol complet, qui ajouterait des  
135 hypothèses à la méthode de séparation. Nous avons choisi d'utiliser une fraction linéaire du débit total, car  
136 c'est une bonne image des précipitations efficaces et de la contribution au remplissage de la nappe quand celle-  
137 ci est basse ; de plus, c'est un proxy économe en nouvelles hypothèses.

138 Si l'on note  $Q(t)$  le débit total mesuré en mm/jour,  $R(t)$  le débit de base en mm/jour,  $V(t)$  le niveau du réservoir  
139 en mm,  $S$  le paramètre du réservoir en mm,  $\beta$  la fraction linéaire du débit en entrée et  $\Delta t$  le pas de temps égal  
140 à 1 jour, le réservoir est gouverné par les équations (1) et (2)

$$141 \quad \frac{dV}{dt} = \beta Q(t) - R(t), \quad (1)$$

$$142 \quad R(t) = \frac{V(t)^2}{S \Delta t}, \quad (2)$$

143 Il reste à intégrer ces équations pour en obtenir une formulation discrète et à définir pour cela des versions  
144 discrètes des variables. À un pas de temps  $t$ , on note  $V_i = V(t)$  le niveau du réservoir juste avant le début du  
145 pas de temps  $t$  ;  $R_t$  le débit écoulé du réservoir pendant tout le pas de temps ; enfin, le débit  $\beta Q_t$  est versé dans  
146 le réservoir au tout début du pas de temps, de sorte que juste après le début du pas de temps  $t$ , le niveau du  
147 réservoir est  $V(t^+) = V_i + \beta Q_t \Delta t$ . Après intégration, l'équation récursive discrète est donnée par l'équation  
148 (3).

$$149 \quad V_{t+\Delta t} = \frac{V_t + \beta Q_t \Delta t}{1 + \frac{V_t + \beta Q_t \Delta t}{S}}, \quad (3)$$

150 Il reste ensuite à écrire l'équation de bilan du réservoir pour calculer  $R_t$ , donnée par l'équation (4).

$$151 \quad R_t = \beta Q_t - \frac{V_{t+\Delta t} - V_t}{\Delta t}, \quad (4)$$

152 Ce procédé n'assure pas que le débit de base demeure une fraction du débit total, c'est-à-dire qu'il soit  
 153 toujours inférieur à ce dernier. Pour ce faire, lorsque le débit de base calculé  $R_t$  est supérieur au débit total  $Q_t$ ,  
 154 le niveau du réservoir est mis à jour afin que le débit de base soit égal au débit total. On obtient alors l'équation  
 155 (5) de mise à jour du niveau du réservoir.

$$156 \quad V_t = \frac{1}{2} Q_t \cdot \Delta t \cdot \left( \sqrt{1 + \frac{4S}{Q_t \cdot \Delta t}} - 2\beta + 1 \right), \quad (5)$$

157 Cette mise à jour diminue le niveau du réservoir. Une autre mise à jour annuelle est effectuée, avec  
 158 l'hypothèse que le débit de base correspond au moins une fois par an au débit total, lorsque le minimum annuel  
 159 du débit journalier est atteint ; cette deuxième mise à jour augmente le niveau du réservoir et permet ainsi de  
 160 compenser les autres mises à jour. On peut ainsi fermer le bilan en eau du modèle en ajoutant la contrainte  
 161 suivante :

$$162 \quad \beta = BFI(\beta, S), \quad (6)$$

163 La méthode de séparation d'hydrogramme ainsi obtenue possède deux paramètres :  $S$ , la capacité du  
 164 réservoir, en mm et  $\beta$ , sans dimension, la fraction du débit total contribuant au réservoir conceptuel. L'équation  
 165 6 permet de lier l'un à l'autre, mais  $\beta$  reste un paramètre qui ne peut être déterminé *a priori* ; il doit être calé à  
 166 partir d'un critère, de la même façon qu'un modèle hydrologique voit ses paramètres calés en maximisant un  
 167 critère comme celui de Nash-Sutcliffe (NSE) [Nash et Sutcliffe, 1970] ou celui de Kling-Gupta (KGE) [Gupta  
 168 *et al.*, 2009]. Cependant, les critères classiques ne peuvent être utilisés, puisque le débit de base n'est pas une  
 169 grandeur mesurable pour laquelle on pourrait comparer des valeurs observées et des valeurs mesurées : il est  
 170 donc nécessaire de concevoir un nouveau critère.

171 Puisqu'il reflète la mémoire du bassin versant, le débit de base doit être corrélé à des précipitations efficaces  
 172 anciennes. Un troisième paramètre est donc introduit, le temps de réponse  $\tau$  du bassin versant. Le critère utilisé  
 173 est la corrélation de Pearson entre les précipitations efficaces cumulées sur  $\tau$  jours avant chaque pas de temps  
 174 et le débit de base calculé au même pas de temps, ce qui, avec  $P_{eff}(t)$  les précipitations efficaces journalières,  
 175 est résumé sur l'équation (7).

$$176 \quad Crit(S, \beta, \tau) = Corr_t(R_t(S, \beta), \sum_{k=t-\tau+1}^t P_{eff}(k)), \quad (7)$$

177  
 178 La figure 1 synthétise le principe de la méthode de séparation d'hydrogramme développée. Les précipitations  
 179 efficaces sont calculées au pas de temps journalier par la formule de Turc-Mezentsev [Turc, 1953 ; Mezentsev,  
 180 1955], donnée par l'équation (8), avec  $P(t)$  les précipitations journalières et  $ETP(t)$  l'évaporation potentielle  
 181 calculée avec la formule d'Oudin [Oudin, 2004].

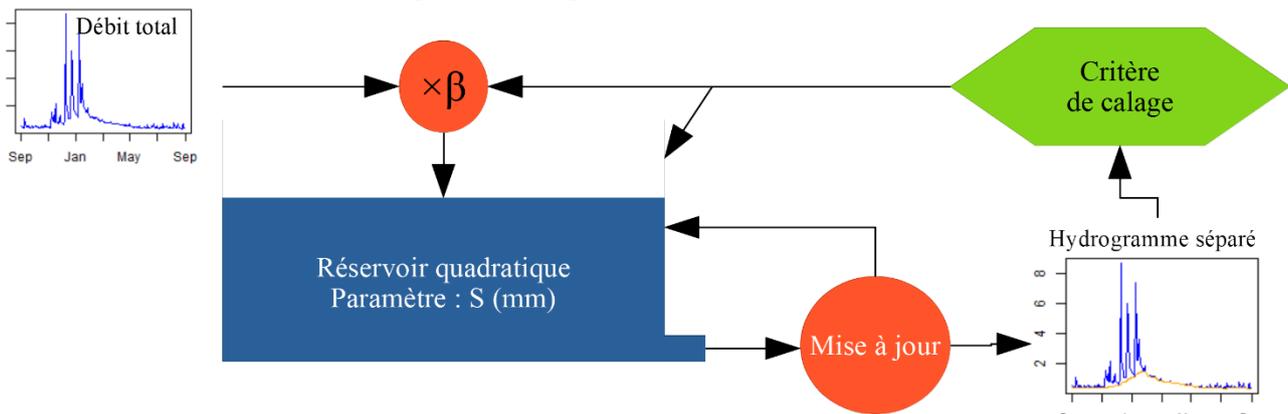


Figure 1 : Principe de la méthode de séparation d'hydrogramme

$$182 \quad P_{eff}(t) = P(t) \left( 1 - \frac{1}{\sqrt{1 + \frac{P(t)^2}{ETP(t)^2}}} \right), \quad (8)$$

## 183 II.2 Régression linéaire entre piézométrie et précipitations efficaces

184 La méthode développée ci-avant permet d'obtenir une évaluation de l'effet mémoire à partir de données de  
 185 surface, sans aucune considération hydrogéologique. Nous avons souhaité comparer ses résultats avec une  
 186 évaluation simple de la mémoire de l'aquifère relié au cours d'eau, au moyen d'une régression linéaire de  
 187 l'anomalie piézométrique annuelle avec les anomalies de précipitations annuelles précédentes. Si l'on note  $z(t)$

188 la piézométrie à l'année  $t$ ,  $\bar{z}$  la moyenne de  $z(t)$ ,  $P_{eff}(t)$  la pluviométrie efficace à l'année  $t$  et  $\overline{P_{eff}}$  la pluviométrie  
 189 efficace moyenne interannuelle, la régression est donnée par l'équation (9) :

190 
$$\frac{z(t)}{\bar{z}} - 1 = \sum_{k=0}^{\mu} \alpha_k \left( \frac{P_{eff}(t-k)}{\overline{P_{eff}}} - 1 \right), \quad (9)$$

191  $\mu$ , en années, est la profondeur de la régression ; les coefficients linéaires  $\alpha_k$  sont des réels sans unité. La  
 192 valeur de  $\mu$  est obtenue de façon itérative : on commence par  $\mu = 0$  – donc un aquifère sans mémoire – et on  
 193 augmente d'un an : si le nouveau coefficient linéaire  $\alpha_{\mu}$  est significatif au sens du test de Student, alors on  
 194 considère que l'aquifère a la mémoire de l'anomalie de précipitations de cette année-là. On augmente ainsi la  
 195 valeur de  $\mu$  jusqu'à rencontrer un coefficient non significatif ; la valeur finale de  $\mu$  est un estimateur du nombre  
 196 d'années de mémoire de l'aquifère car elle représente le nombre d'années de variables climatiques nécessaires  
 197 pour estimer au mieux la piézométrie.

198 En raison de résidus fortement auto-corrélés, il est impossible de faire appel à une estimation linéaire  
 199 classique : une estimation généralisée des moindres carrés avec un modèle de résidus auto-régressif d'ordre 1  
 200 est utilisée [Box *et al.*, 2016]. Il a fallu pallier le problème de mesures aberrantes et de données manquantes,  
 201 notamment en été, pour déterminer une valeur représentative de la piézométrie pour chaque année. La  
 202 piézométrie mensuelle maximale – donc la moyenne mensuelle la plus élevée de l'année – a été utilisée comme  
 203 valeur annuelle de  $z(t)$  ; la moyenne  $\bar{z}$  est calculée à partir de ces valeurs annuelles.

204 **II.3 Mise en œuvre des deux méthodes**

205 Les calculs ont été réalisés avec le logiciel R et notamment le package airGR [Coron *et al.*, 2017, 2020] ; la  
 206 méthode de décomposition d'hydrogramme a été implémentée en utilisant le langage haute performance Rust  
 207 [Klabnik et Nichols, 2018], encapsulé dans un package R nommé baseflow et disponible sur l'archive CRAN  
 208 [Pelletier, 2020 ; Pelletier et Andréassian, 2020]. La régression linéaire a été entreprise au moyen du package  
 209 nlme [Pinheiro *et al.*, 2020].

210 **III DONNÉES UTILISÉES**

211 **III.1 Présentation du bassin de l'Huisne**

212 L'Huisne est un affluent en rive gauche de la Sarthe, situé donc dans le bassin de la Loire. À sa confluence,  
 213 son bassin versant est de 2 400 km<sup>2</sup> et sa longueur est de 164 km. Quatre stations hydrométriques de son bassin  
 214 versant ont été retenues pour cette étude : trois sur le cours de l'Huisne et une sur l'un de ses petits affluents,  
 215 la Rhône. À la station de Monfort-le-Gesnois (la plus en aval), le débit moyen interannuel est 13,1 m<sup>3</sup>/s, ce qui  
 216 donne une lame d'eau annuelle de 213 mm : l'Huisne est donc un cours d'eau peu abondant. Le tableau 1  
 217 résume les caractéristiques géographiques et hydrologiques des bassins.

218 Le bassin de l'Huisne est pertinent pour une étude de la mémoire de bassin versant car la majorité de sa  
 219 surface recouvre un aquifère crayeux ; une partie à l'amont est cependant hors de l'influence de cet aquifère  
 220 car sise sur des couches sédimentaires peu perméables en bordure des formations percheronnes. Les étiages  
 221 abondants - le rapport QMNA5/module est de 79 % - suggèrent en outre un fort rôle de soutien d'étiage de  
 222 l'aquifère.

223 Tableau 1 : caractéristiques des bassins versants pour les 4 stations hydrométriques. La part de surface sise sur des  
 224 formations perméables a été calculée à partir de la carte de Margat [Margat, 1980].

Station	Surface du bassin (km <sup>2</sup> )	Lame d'eau (mm/an)	Module (m <sup>3</sup> /s)	Part de surface sise sur des formations perméables
Huisne à Monfort-le-Gesnois	1890	214	12,8	0,83
Rhône à Nogent-le-Rotrou	79,0	221	0,55	0,59
Huisne à Nogent-le-Rotrou	827	232	6,08	0,95
Huisne à Réveillon	78,8	226	0,56	0,86

225 **III.2 Données utilisées**

226 Les données de débits sont issues des stations hydrométriques de la banque Hydro [SCHAPI, 2015] ; les  
 227 données climatiques (précipitations, température) sont issues de la réanalyse SIM produite par Météo France  
 228 [Vidal *et al.*, 2010], découpée selon les contours du bassin versant pour chaque station hydrométrique.

229 L'ensemble constitue la base HydroSafran hébergée et maintenue par INRAE [Delaigue *et al.*, 2019]. Le  
 230 procédé de séparation d'hydrogramme étant inapplicable avec des valeurs manquantes de débit, celles-ci ont  
 231 été remplacées par des valeurs simulées par le modèle hydrologique global GR4J. Une plage de 20 ans de  
 232 données de débits (1998-2018) a été utilisée pour cette étude.

233 Les données piézométriques sont issues de la banque ADES [Chery et Cattan, 2003]. Les valeurs au pas de  
 234 temps variable ont été agrégées au pas de temps annuel pour l'analyse présentée ci-avant.

## 235 IV RÉSULTATS

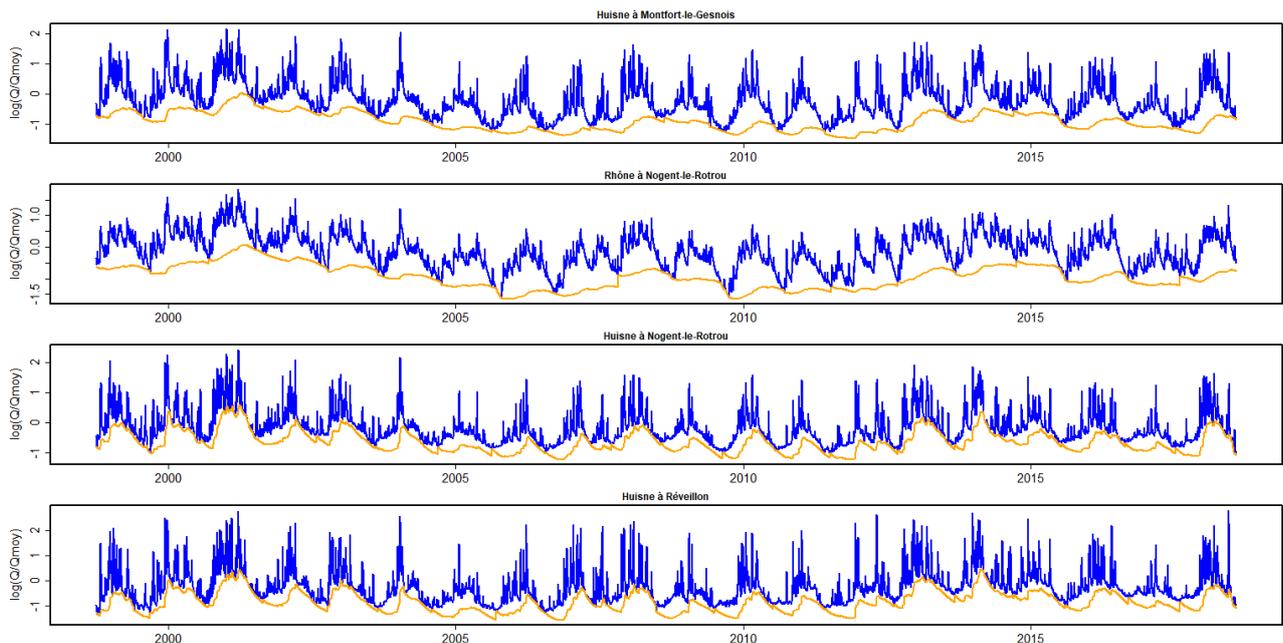
### 236 IV.1 Séparation d'hydrogramme

237 Les résultats de la séparation d'hydrogramme sur les quatre stations du bassin de l'Huisne sont exposés dans  
 238 le tableau 2 ci-dessous. Les valeurs de BFI trouvées sont plutôt hautes, ce qui suggère une contribution  
 239 relativement importante des éléments lents du bassin, dont les aquifères ; il y a cependant des disparités entre  
 240 les sous-bassins analysés. Le BFI est globalement une fonction croissante de la part de formations perméables  
 241 dans le bassin : le bassin de la Rhône, qui ne comporte que 59 % de surface sur des formations aquifères (voir  
 242 tableau 1), a un BFI de 0,42, alors que l'Huisne à Nogent-le-Rotrou dont le bassin comporte 95 % de telles  
 243 formations – sables du Perche et calcaires du Malm – a un BFI plus élevé de 0,56. Il est plus étonnant que la  
 244 station aval de Montfort-le-Gesnois montre un BFI de 0,42, comme la Rhône, alors que la surface de son bassin  
 245 est à 83 % sise sur des formations aquifères. Cependant, la nature de ces formations diffère : la partie aval du  
 246 bassin est plus influencée par la craie séno-turonienne dont les caractéristiques diffèrent de celles des sables  
 247 du Perche et des calcaires du Malm. L'analyse piézométrique confirme ces différences (voir section IV.2).

248 Tableau 2 : détails des résultats de la séparation d'hydrogramme sur les quatre stations du bassin de l'Huisne : le *baseflow*  
 249 *index* et le temps de réponse en jours.

Station	BFI	$\tau$ (jours)
Huisne à Montfort-le-Gesnois	0,42	945
Rhône à Nogent-le-Rotrou	0,42	655
Huisne à Nogent-le-Rotrou	0,56	165
Huisne à Réveillon	0,47	170

250 La figure 2 présente les hydrogrammes séparés pour les quatre stations : on voit que le débit de base est  
 251 soumis à des variations interannuelles qui illustrent la mémoire du bassin versant, notamment après les années  
 252 humides 2000 et 2001. À l'inverse, les années sèches entre 2005 et 2010 sont marquées par de faibles débits  
 253 de base, alors que des précipitations ponctuelles provoquent des pics de débit moins pérennes qu'après des  
 254 années humides.



255 Figure 2 : Résultats de la séparation d'hydrogramme. Débit observé en bleu, débit de base en orange. L'ordonnée est en échelle logarithmique.

256 Comme souligné dans l'article décrivant la méthode [Pelletier et Andréassian, 2020], les valeurs de  $\tau$  sont  
257 difficiles à interpréter. Elles sont plus élevées pour les bassins à faible BFI ( $\tau$  de 2 à 3 ans) que pour les bassins  
258 à faible BFI ( $\tau$  de 5 à 6 mois) ce qui soulignerait des mémoires moins intenses mais de plus longue durée.

## 259 IV.2 Analyse piézométrique

260 Sept stations piézométriques, disposant de plus de vingt ans de données, ont été sélectionnées et les niveaux  
261 mesurés ont été agrégés au pas de temps annuel par la méthode du maximum des moyennes mensuelles. La  
262 pluie efficace utilisée pour la régression linéaire est celle du bassin versant de la station hydrométrique la plus  
263 en aval, à Montfort-le-Gesnois ; il s'agit d'une approximation assez grossière compte tenu du gradient de  
264 pluviométrie sur le bassin (d'environ 610 mm/an à l'aval contre 800 mm/an à l'amont), mais elle évite l'ajout  
265 de complexité supplémentaire au modèle. Les calculs réalisés justifient l'emploi d'une régression aux moindres  
266 carrés généralisés : en effet, le coefficient autorégressif des résidus calés par le modèle a été à chaque fois  
267 supérieur à 0,4 - ce qui correspond à une autocorrélation significative.

268 Le tableau 3 montre les résultats de l'analyse : une station n'a montré aucune mémoire, trois stations ont  
269 montré une mémoire d'un an et trois autres ont montré une mémoire plus longue, de 2 à 5 ans. La formation  
270 des sables du Perche a la plus longue mémoire, loin devant le piézomètre sis dans les calcaires du Malm, qui  
271 a montré un an de mémoire et celui sis dans la craie, qui n'a pas de mémoire interannuelle. Ce dernier résultat  
272 est assez surprenant, la craie séno-turonienne pouvant avoir une mémoire très longue en Normandie ou en  
273 Picardie.

274 Tableau 3 : détail des résultats de l'analyse des séries piézométriques. Chaque station a été associée à une grande formation aquifère  
275 (sables du Perche, craie séno-turonienne ou calcaires du Malm). Les numéros de station font référence à la carte de la figure 3.

N° de station	1	2	3	4	5	6	7
Mémoire (an)	0	4	1	2	1	5	1
Formation	Craie	Sables	Sables	Sables	Calcaires	Sables	Sables

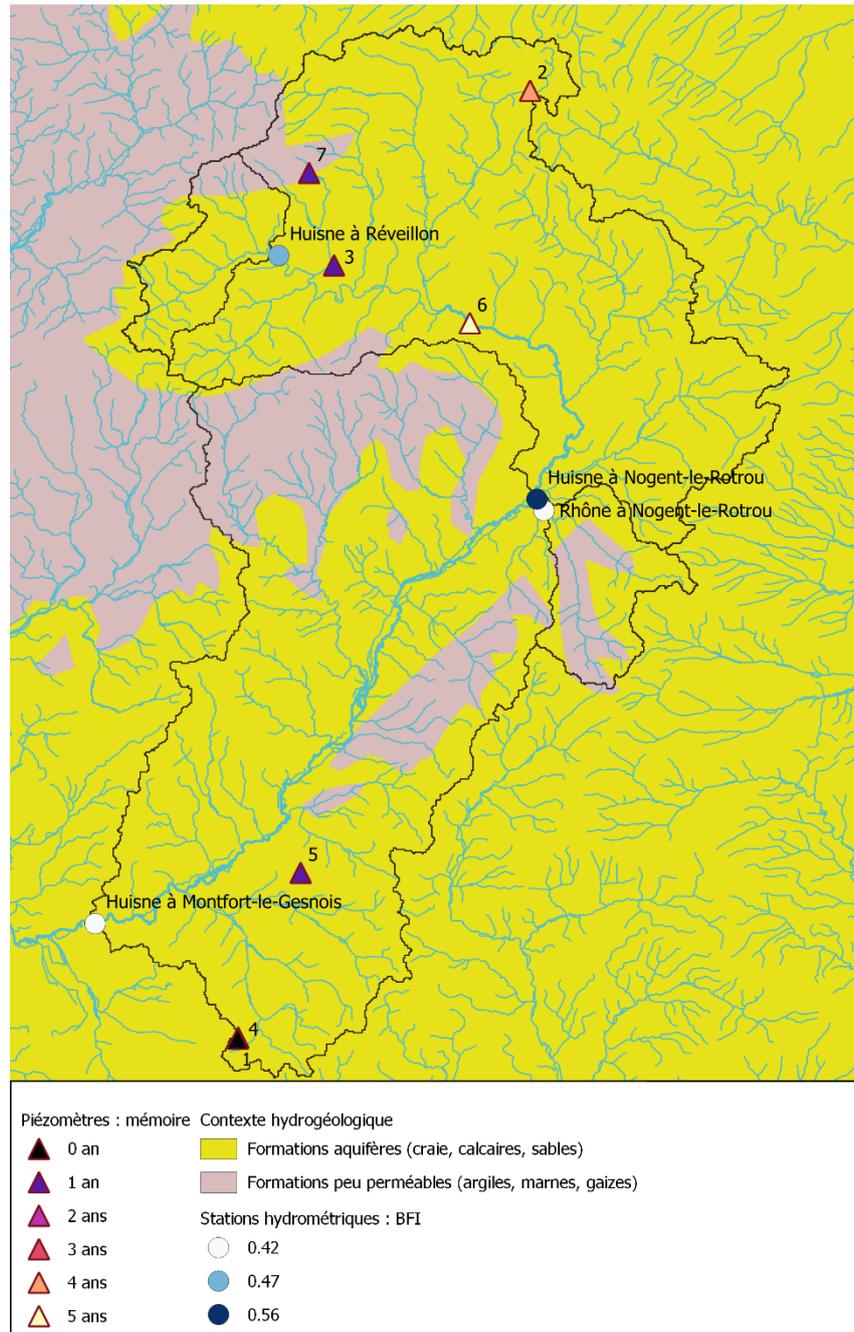
276 Ces résultats sont cohérents avec ceux de la séparation d'hydrogramme. L'Huisne à Nogent-le-Rotrou a un  
277 fort BFI et son bassin est dominé par les sables du Perche, qui ont une longue mémoire. Par ailleurs, les plus  
278 faibles BFI de l'Huisne à Montfort-le-Gesnois et de la Rhône peuvent être expliqués par l'influence de la craie  
279 et des calcaires du Malm, dont la mémoire interannuelle est courte. La figure 3 montre la configuration  
280 géographique et hydrogéologique du bassin ainsi que les résultats de l'analyse piézométrique.  
281

## 282 V CONCLUSION

283 Les deux méthodes d'évaluation de la mémoire d'un bassin versant exposées dans ce travail ne donnent pas  
284 d'emblée des résultats absolument semblables : pour la séparation d'hydrogramme, les difficultés numériques  
285 d'optimisation du critère de corrélation rendent difficile la production de résultats stables et transférables, dans  
286 l'état actuel de l'algorithme : il est par exemple possible que les résultats exposés ci-avant soient des optima  
287 locaux du critère et non son maximum global. Pour la piézométrie, la difficulté est plutôt à chercher du côté  
288 des données : nous avons contourné le problème des données manquantes et du bruit d'observation en prenant  
289 le maximum annuel des moyennes mensuelles comme valeur de référence, mais un indicateur plus à même de  
290 représenter l'état annuel d'un aquifère reste encore à concevoir.

291 Il reste que les méthodes présentées et mises en œuvre dans ce travail sont faciles à mettre en place et à  
292 interpréter. Leurs résultats sont cohérents avec le contexte hydrogéologique connu du bassin versant de  
293 l'Huisne et elles ont réussi à mettre en exergue la diversité des comportements hydrologiques au sein de celui-  
294 ci, que ce soit entre les différents sous-bassins représentés par les quatre stations hydrométriques ou entre les  
295 stations de mesure piézométrique, qui ne portent pas toutes la même information : certaines ont déjà oublié la  
296 pluie de l'an dernier alors que d'autres gardent cinq ans de mémoire hydroclimatique. La comparaison a permis  
297 en outre de corrélérer ces différences de comportement entre elles : les bassins versants à longue mémoire sont  
298 liés à l'aquifère à longue mémoire des sables du Perche.

299 Une version améliorée des deux méthodes présentées ici permettrait donc de construire de façon automatique  
300 et systématique une information a priori sur le comportement des bassins versants jaugés en étiage et en  
301 particulier sur la nécessité ou non de prendre en compte les dynamiques pluriannuelles dans un modèle de  
302 prévision. Une analyse plus approfondie de l'information piézométrique et de son apport dans l'estimation des  
303 réserves en eau d'un bassin versant en récession permettra d'envisager l'intégration de cette information dans  
304 les modèles hydrologiques de surface utilisés en prévision des étiages.



306

Figure 3 : Carte du bassin de l'Huisne. Contexte hydrogéologique et résultats de l'application des deux méthodes. Les numéros des piézomètres correspondent à ceux du tableau 3.

307

## 308 VI REMERCIEMENTS

309 Nous remercions Olivier DELAIGUE (INRAE), Benoit GENOT (INRAE) et Pierre NICOLLE (Université  
 310 Gustave Eiffel) pour l'aide qu'ils nous ont apportée dans ce travail, notamment pour l'utilisation des données  
 311 hydroclimatiques. Nous remercions également Denis MERIGOUX (INRIA) et Olivier DELAIGUE pour leur  
 312 assistance dans l'écriture et la mise en œuvre des codes de calcul. Nous souhaitons également remercier Jose  
 313 TUNQUI NEIRA (Sorbonne Université) pour son aide dans la revue bibliographique.

## 314 VII RÉFÉRENCES

315 BOX G.E.P., JENKINS G.M., REINSEL G.C., et LJUNG G.M., (2016) - *Time series analysis: forecasting and control*, Fifth edition Hoboken,  
 316 New Jersey, John Wiley & Sons, Inc.

- 317 CHEN Z., GRASBY S.E., et OSADETZ K.G., (2004) - « Relation between climate variability and groundwater levels in the upper carbonate  
318 aquifer, southern Manitoba, Canada », *Journal of Hydrology*, vol. 290, n° 1-2 : 43-62.
- 319 CHERY L. et CATTAN A., (2003) - « ADES : la banque de données nationale sur les eaux souterraines », *La Houille Blanche*,  
320 n° 2 : 115-119.
- 321 CORON L., DELAIGUE O., THIREL G., PERRIN C., et MICHEL C., (2020) - airGR: Suite of GR Hydrological Models for Precipitation-  
322 Runoff Modelling. R package version 1.4.3.65. DOI: 10.15454/EX11NA. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=airGR>.
- 323 CORON L., THIREL G., DELAIGUE O., PERRIN C., et ANDRÉASSIAN V., (2017) - « The suite of lumped GR hydrological models in an R  
324 package », *Environmental Modelling & Software*, vol. 94 : 166-171.
- 325 COUTAGNE A., (1948) - « Les variations de débit en période non influencée par les précipitations - Le débit d'infiltration (corrélations  
326 fluviales internes) - 2e partie », *La Houille Blanche*, n° 5 : 416-436.
- 327 DELAIGUE Olivier, GENOT Benoît, BOURGIN Pierre-Yves, BRIGODE Pierre, et LEBECHEREL Laure, *Base de données hydroclimatique à  
328 l'échelle de la France*, 2020, INRAE.
- 329 DUVERT C., JOURDE H., RAIBER M., et COX M.E., (2015) - « Correlation and spectral analyses to assess the response of a shallow  
330 aquifer to low and high frequency rainfall fluctuations », *Journal of Hydrology*, vol. 527 : 894-907.
- 331 EL JANYANI S., MASSEI N., DUPONT J.-P., FOURNIER M., et DÖRFLIGER N., (2012) - « Hydrological responses of the chalk aquifer to  
332 the regional climatic signal », *Journal of Hydrology*, vol. 464-465 : 485-493.
- 333 GUPTA H.V., KLING H., YILMAZ K.K., et MARTINEZ G.F., (2009) - « Decomposition of the mean squared error and NSE performance  
334 criteria: Implications for improving hydrological modelling », *Journal of Hydrology*, vol. 377, n° 1-2 : 80-91.
- 335 HRACHOWITZ M., SOULSBY C., TETZLAFF D., DAWSON J.J.C., et MALCOLM I.A., (2009) - « Regionalization of transit time estimates in  
336 montane catchments by integrating landscape controls », *Water Resources Research*, vol. 45, n° 5.
- 337 KLABNIK S. et NICHOLS C., (2018) - *The Rust programming language*, San Francisco, No Starch Press, Inc.
- 338 MARGAT J., (1980) - *Carte hydrogéologique de la France : systèmes aquifères*, Orléans, BRGM.
- 339 MEZENTSEV V., (1955) - « Back to the computation of total evaporation (Ещё раз о расчете среднего суммарного испарения) »,  
340 *Meteorologia i Gidrologia - Метеорология и Гидрология*, vol. 5 : 24-26.
- 341 NASH J.E. et SUTCLIFFE J.V., (1970) - « River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles »,  
342 *Journal of Hydrology*, vol. 10, n° 3 : 282-290.
- 343 OUDIN L., (2004) - *Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global*,  
344 ENGREF (AgroParisTech).
- 345 PELLETIER Antoine, 2020, *baseflow: Computes Hydrograph Separation*, R package version 0.12.0, doi: 10.15454/Z9IK5N, INRAE.
- 346 PELLETIER A. et ANDRÉASSIAN V., (2020) - « Hydrograph separation: an impartial parametrisation for an imperfect method »,  
347 *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 24, n° 3 : 1171-1187.
- 348 PINDER G.F. et JONES J.F., (1969) - « Determination of the ground-water component of peak discharge from the chemistry of total  
349 runoff », *Water Resources Research*, vol. 5, n° 2 : 438-445.
- 350 PINHEIRO J., BATES D., DEBROY S., et SARKAR D., (2020) - *nlme: Linear and Nonlinear Mixed Effects Models*, .
- 351 SCHAPI, (2015) - *Banque Hydro*, <http://hydro.eaufrance.fr/> (consulté le 5 mars 2019).
- 352 TURC L., (1953) - *Le Bilan d'eau des sols: relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement*, Institut national de la  
353 recherche agronomique, Paris.
- 354 VIDAL J.-P., MARTIN E., FRANCHISTÉGUY L., BAILLON M., et SOUBEYROUX J.-M., (2010) - « A 50-year high-resolution atmospheric  
355 reanalysis over France with the Safran system », *International Journal of Climatology*, vol. 30, n° 11 : 1627-1644.
- 356 WILSON E.M., (1990) - « Surface Runoff », in E. M. Wilson (dir.), *Engineering Hydrology*, London, Macmillan Education  
357 UK : 111-149.
- 358 WITTENBERG H. et SIVAPALAN M., (1999) - « Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and  
359 baseflow separation », *Journal of Hydrology*, vol. 219, n° 1 : 20-33.