



# 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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

## II MÉTHODES D'ESTIMATION DE LA MÉMOIRE

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

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

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

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

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 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 à 1 jour, le réservoir est gouverné par les équations (1) et (2)

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

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

Il reste à intégrer ces équations pour en obtenir une formulation discrète et à définir pour cela des versions discrètes des variables. À un pas de temps  $t$ , on note  $V_t = V(t)$  le niveau du réservoir juste avant le début du 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 le réservoir au tout début du pas de temps, de sorte que juste après le début du pas de temps  $t$ , le niveau du réservoir est  $V(t^+) = V_t + \beta Q_t \Delta t$ . Après intégration, l'équation récursive discrète est donnée par l'équation (3).

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

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

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

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

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

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

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

La méthode de séparation d'hydrogramme ainsi obtenue possède deux paramètres :  $S$ , la capacité du réservoir, en mm et  $\beta$ , sans dimension, la fraction du débit total contribuant au réservoir conceptuel. L'équation 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 partir d'un critère, de la même façon qu'un modèle hydrologique voit ses paramètres calés en maximisant un critère comme celui de Nash-Sutcliffe (NSE) [Nash et Sutcliffe, 1970] ou celui de Kling-Gupta (KGE) [Gupta *et al.*, 2009]. Cependant, les critères classiques ne peuvent être utilisés, puisque le débit de base n'est pas une grandeur mesurable pour laquelle on pourrait comparer des valeurs observées et des valeurs mesurées : il est donc nécessaire de concevoir un nouveau critère.

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

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

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

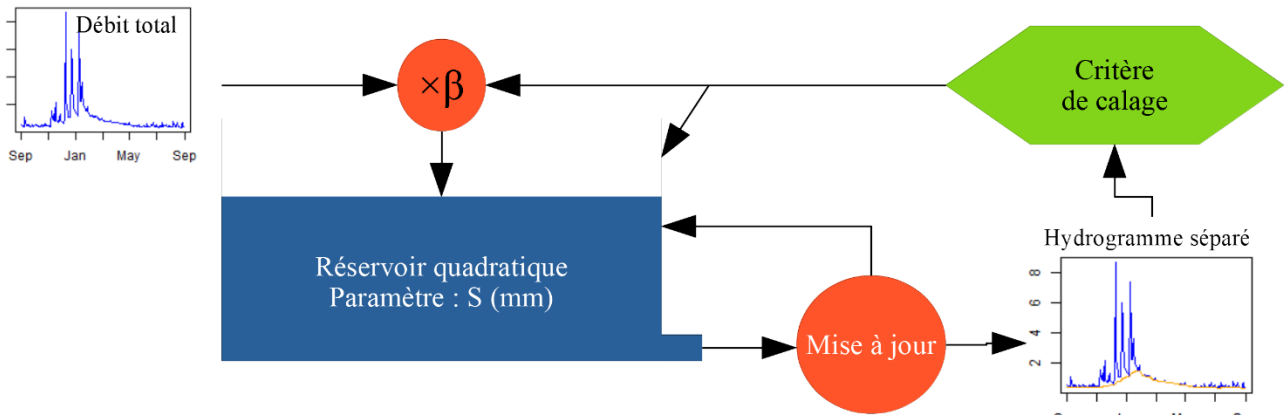


Figure 1 : Principe de la méthode de séparation d'hydrogramme

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

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

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

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 efficace moyenne interannuelle, la régression est donnée par l'équation (9) :

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

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

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

### II.3 Mise en œuvre des deux méthodes

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

## III DONNÉES UTILISÉES

### III.1 Présentation du bassin de l'Huisne

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

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

Tableau 1 : caractéristiques des bassins versants pour les 4 stations hydrométriques. La part de surface sise sur des 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 Montfort-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                                               |

### III.2 Données utilisées

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

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

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

## IV RÉSULTATS

### IV.1 Séparation d'hydrogramme

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

Tableau 2 : détails des résultats de la séparation d'hydrogramme sur les quatre stations du bassin de l'Huisne : le *baseflow 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            |

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

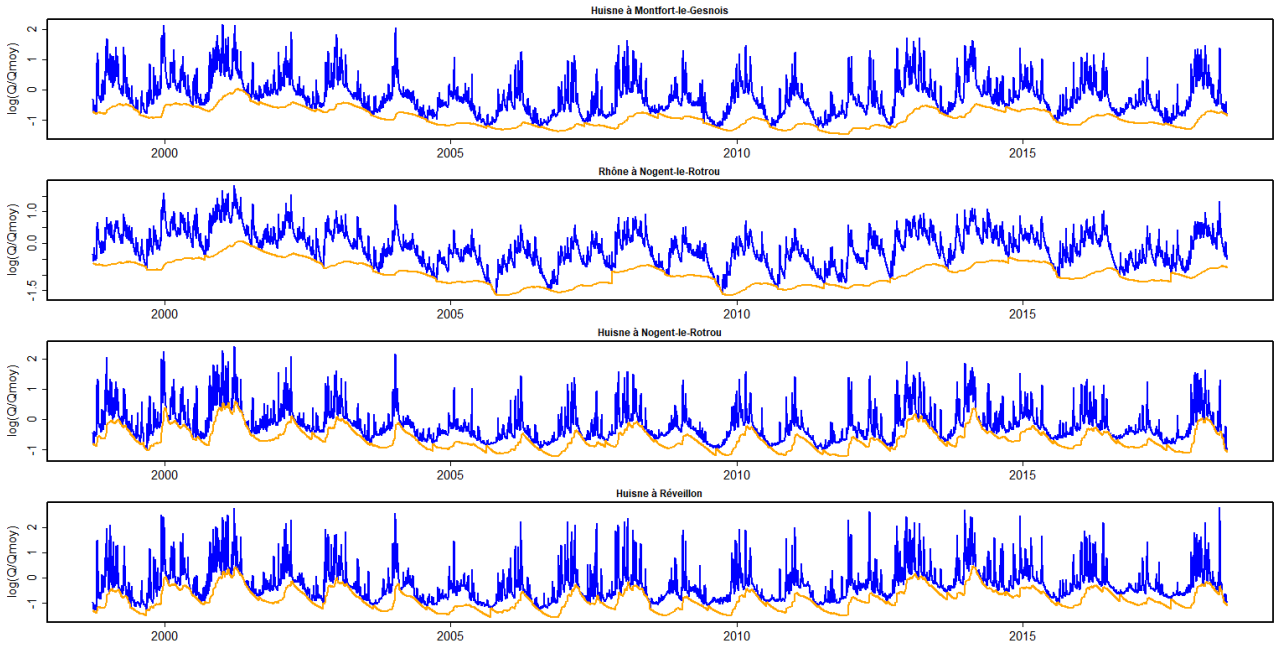


Figure 2 : Résultats de la séparation d'hydrogramme. Débit observé en bleu, débit de base en orange. L'ordonnée est en échelle logarithmique.

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

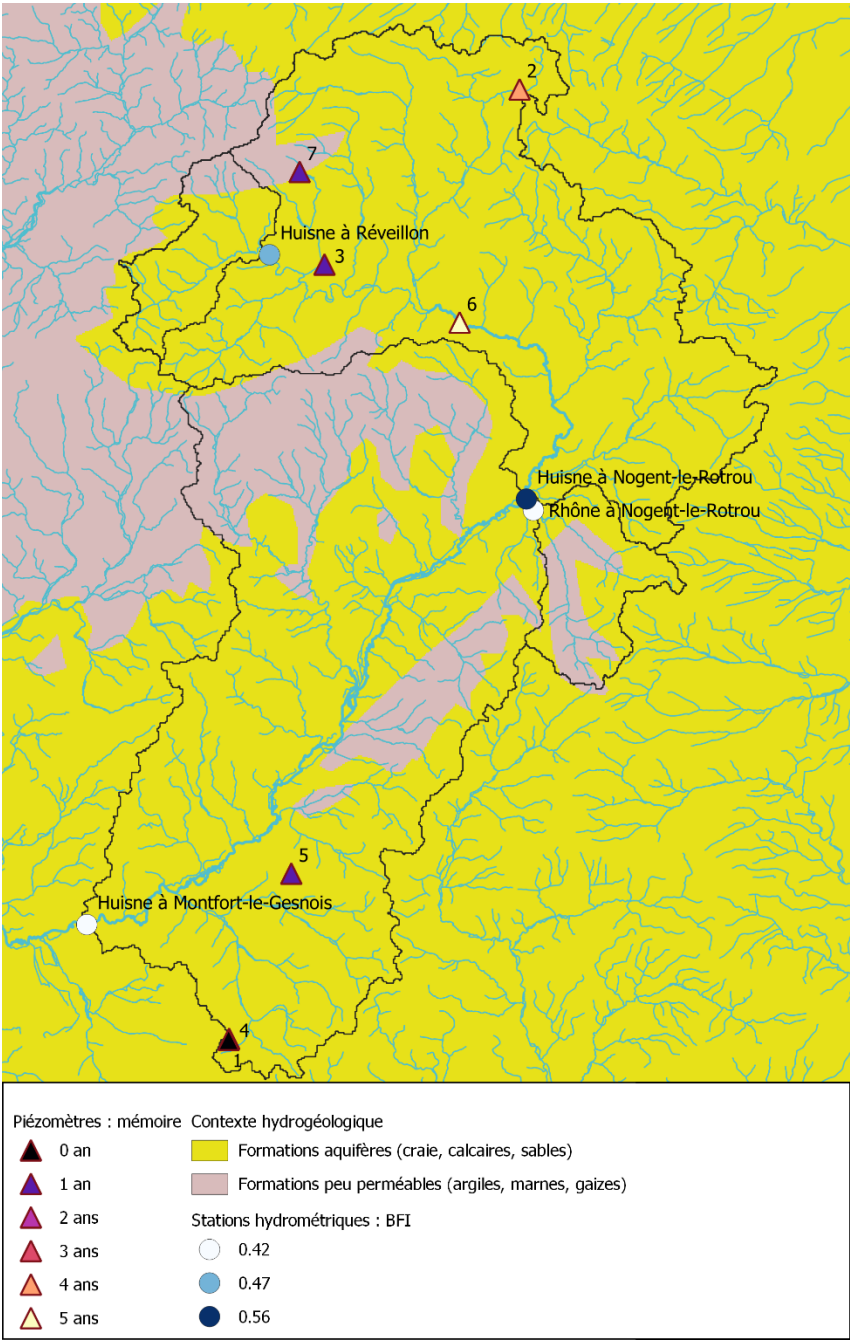
## 282 V CONCLUSION

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

307

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.

308

VI REMERCIEMENTS

309

310

311

312

313

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

314

VII RÉFÉRENCES

315

316

BOX G.E.P., JENKINS G.M., REINSEL G.C., et LJUNG G.M., (2016) - *Time series analysis: forecasting and control*, Fifth editionHoboken, 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) », *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 », *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 », *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.