



**ESTIMATION DES PROPRIETES HYDRAULIQUES
DE BASSINS VERSANTS EN MILIEU DE SOCLE
POUR ANTICIPER L'EVOLUTION
DES STOCKS D'EAUX SOUTERRAINES
DANS UN CONTEXTE
DE CHANGEMENT CLIMATIQUE**

Pierre Laluet

Rapport de stage de Master 2 Sciences de l'Eau,
spécialité Hydrogéologie, Hydropédologie, Hydrobiogéochimie
Université de Rennes 1 - Promotion 2018/2019

Encadrants de stage : Jean-Raynald de Dreuzy (OSUR),
Guillaume Pajot (CRESEB, Région Bretagne),
Alexandre Boisson (BRGM)

Rennes, août 2019

Remerciements

Je souhaite remercier le CRESEB et la Région Bretagne pour m'avoir donné l'opportunité de réaliser ce stage dans de bonnes conditions.

Je remercie toute l'équipe du CRESEB pour m'avoir si bien accueilli, écouté et accompagné : Guillaume Pajot, Régine Pellan, Romain Pansard, Josette Launay.

Les gestionnaires d'eau potable et de bassins versants : SMG35, Eau du Morbihan, SDAEP22, SAGE Couesnon, pour leurs disponibilités et leurs témoignages qui ont été capitaux pour la mise en place du stage.

Jean Raynald de Dreuzy de l'OSUR, pour son soutien indéfectible, qui m'a poussé à me dépasser au quotidien.

Alexandre Boisson du BRGM, pour ses précieux conseils me permettant de mieux appréhender le travail de recherche, et de mieux comprendre la géologie bretonne.

Mes collègues doctorants de l'OSUR, Quentin Courtois, pour le temps précieux qu'il m'a consacré, Alexandre Coche, Alexandre Gauvin, Charlotte Le Traon, Camille Vautier, et ceux que j'oublie, pour leur bonne humeur, leur soutien et leur aide.

Table des matières

Résumé.....	1
1. Introduction.....	2
2. Méthode.....	4
2.1. Sites et données utilisés.....	4
2.2. Géologie bretonne et hypothèses de fonctionnement hydrogéologique.....	4
2.3. Théorie visant à extraire les propriétés hydrauliques des aquifères de proche subsurface.....	6
2.4. Méthode d'analyse de récession.....	9
2.4.1. Méthode de sélection.....	9
2.4.2. Méthode de calibration.....	9
2.4.3. Méthode de limitation du bruit.....	10
2.5. Adaptation des solutions analytiques obtenues pour des cas simples à des cas plus complexes.....	10
3. Résultats.....	15
4. Discussion.....	16
4.1. Cohérence des résultats obtenus.....	16
4.1.1. Paramètre b	16
4.1.2. Temps caractéristique.....	16
4.1.3. Une certaine forme de cohérence.....	17
4.1.4. Diffusivité.....	17
4.2. Propositions d'améliorations de la méthode.....	18
5. Conclusion.....	19
Bibliographie.....	21

Résumé

Estimer les débits d'étiages de bassins versants non jaugés est indispensable pour anticiper les sécheresses et mettre en place une gestion de la ressource en eau efficace. Et cela, notamment dans un contexte de changement climatique dans une région peu propice aux grands stocks d'eau souterraine comme la Bretagne. Ce travail cherche à extraire des propriétés hydrauliques de neuf bassins versants, dans le but de déterminer si la géologie (au travers des propriétés hydrauliques), la géomorphologie et le climat suffisent à décrire et estimer les étiages. Pour cela, il s'appuie sur le travail de toute une communauté scientifique qui s'attache à essayer de comprendre et décrire l'hydrologie des bassins versants en analysant les courbes de récessions de ces derniers.

La première partie est consacrée à l'adaptation de solutions analytiques obtenues pour des cas simples à des cas plus complexes, où une méthode permettant de fixer la géomorphologie est proposée.

La seconde partie met en pratique cette méthode sur les neuf bassins versants étudiés. La diffusivité obtenue (caractérisant les propriétés hydrauliques) est plus élevée que la diffusivité moyenne à laquelle il est possible de s'attendre au regard de la littérature scientifique. Cependant, l'impossibilité de trancher sur la pertinence de ces résultats montre un besoin épistémique concernant l'hydrogéologie en milieu de socle. La méthode utilisée pourrait alors servir de première approche permettant d'investiguer des hypothèses de structure du milieu à une échelle potentiellement représentative d'un bassin versant. Cette structure équivalente pourrait être étendue à l'échelle régionale.

1. Introduction

Dès le début du 20^{ème} siècle, la question de la ressource en eau a été au cœur des décisions politiques en Bretagne. Durant ce siècle, vingt barrages de plus de 15 mètres de hauteur ont été érigés dans la région dans l'objectif de limiter les risques de pénuries d'eau. En effet, la Bretagne, du fait de sa géologie peu propice aux stocks d'eaux souterraines profonds et volumineux et de la multitude de petits bassins versants qui la compose, est particulièrement vulnérable aux sécheresses. Ces barrages, couplés à un système complexe d'interconnexions entre zones ayant plus ou moins de ressource disponible, ont permis de faire face aux sécheresses par le passé.

Cependant, de nombreux gestionnaires d'eau potable et de bassins versants bretons font part de leurs inquiétudes quant à la capacité des hydrosystèmes à supporter des sécheresses plus longues et plus fréquentes. Ces craintes croissantes sont liées aux sécheresses intenses et récurrentes ayant eu lieu ces dernières années (2016, 2017 et 2019), ces dernières étant potentiellement la manifestation du changement climatique projeté par le GIEC.

Bien que la Bretagne ne devrait pas être la zone de France métropolitaine la plus touchée par le changement climatique (Fig. 1), elle fera face à des températures plus chaudes (+1°C à +1.5°C à l'horizon 2041-2070) (Portail Drias) et à des extrêmes vraisemblablement plus marqués. De plus, une incertitude importante est associée aux prédictions des précipitations futures et laisse place à des scénarios potentiellement plus favorables aux sécheresses (Merot et al., 2012).

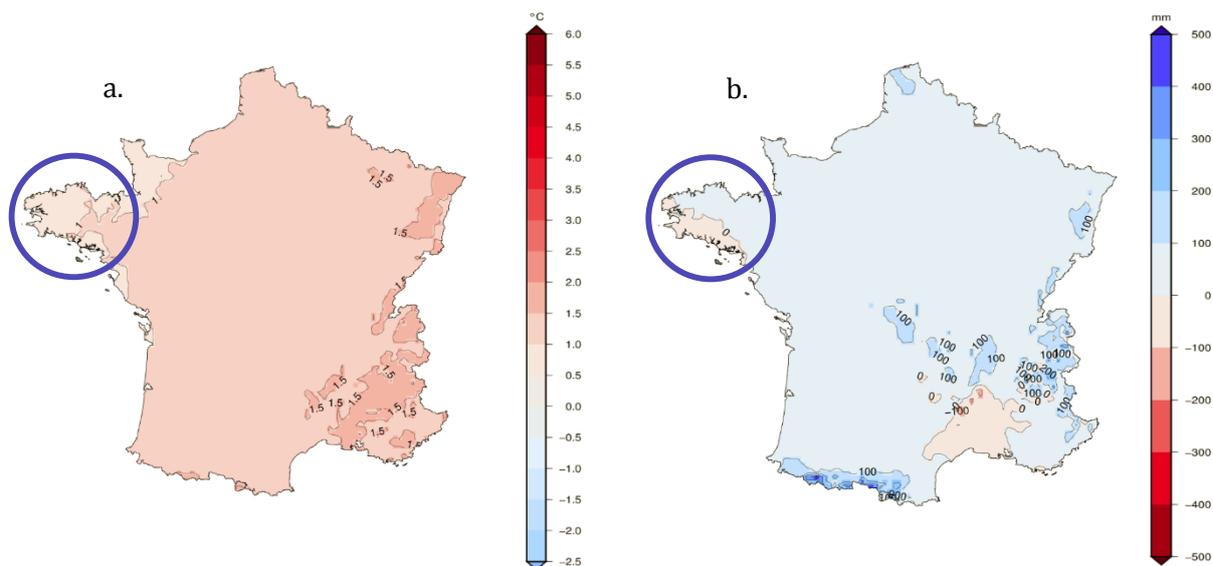


Figure 1 : a. Ecart des températures moyennes quotidiennes entre la période actuelle et 2041-2070 ; b. Ecart des précipitations annuelles entre la période actuelle et 2041-2070 ; Scénario moyen (RCP 4.5) - Modèle Aladin de Météo-France - Source : Drias, les futurs du climat - (Météo-France, CNRM-GAME, IPSL, CERFACS)

La géologie bretonne peu propice aux grands stocks d'eaux souterraines, couplée aux sécheresses plus fréquentes et intenses attendues, exige des décisions de gestion pertinentes et efficaces, nécessitant de

comprendre au mieux comment évoluera la ressource. C'est dans ce contexte que s'inscrit ce stage, pour estimer l'évolution des stocks d'eaux souterraines alimentant les rivières lors des périodes d'étiages, temporellement et spatialement à l'échelle de la Bretagne.

De cet objectif découle une question : quels éléments permettent d'estimer l'évolution des stocks ? Nous formulons ici l'hypothèse suivante : la connaissance du climat, de la géomorphologie et de la géologie permet d'estimer spatialement et temporellement les étiages. Ces trois éléments conditionnent en effet les trois principaux moteurs de l'hydrogéologie : la recharge, le stock et la décharge. De plus, de nombreux articles scientifiques ont montré le rôle majeur de la géologie et de la géomorphologie dans l'hydrologie des bassins versants (e.g. Tague & Grant, 2004 ; Bloomfield et al., 2009 ; Vivoni et al., 2007, Kirchner et al., 2001 ; Lindgren et al., 2004 ; McGuire et al., 2005). Si cette hypothèse est confirmée, il est alors imaginable de mettre en place un outil permettant d'estimer les vidanges des stocks –et donc les étiages– de bassins versants non jaugés, en utilisant uniquement la géologie, la géomorphologie et le climat futur comme données d'entrée

Le cœur de mon travail consiste à tester cette hypothèse. Pour ce faire, le débit de base et donc l'apport souterrain à la rivière est étudié à travers des analyses de récession réalisées sur plusieurs bassins versants bretons ayant des géologies différentes. En filtrant la géomorphologie et le climat –en se concentrant sur les périodes sans pluie–, les propriétés hydrauliques qualifiant la géologie pourraient ainsi être extraites de l'information sur le milieu souterrain résidant dans les courbes de récession (Fig. 2). Les propriétés hydrauliques sont posées en inconnue plutôt que la géomorphologie, car cette dernière, mieux connue, est plus facilement filtrable. Si les valeurs de propriétés hydrauliques, qualifiant la géologie, obtenues avec ces analyses sont cohérentes avec les valeurs observées sur le terrain (cartes géologiques, littérature scientifique), cela signifie qu'il est possible d'extraire les propriétés hydrauliques dans les courbes de récession en filtrant uniquement la géomorphologie et le climat, et ainsi que ces trois éléments soient suffisants pour décrire spatialement et temporellement les étiages.

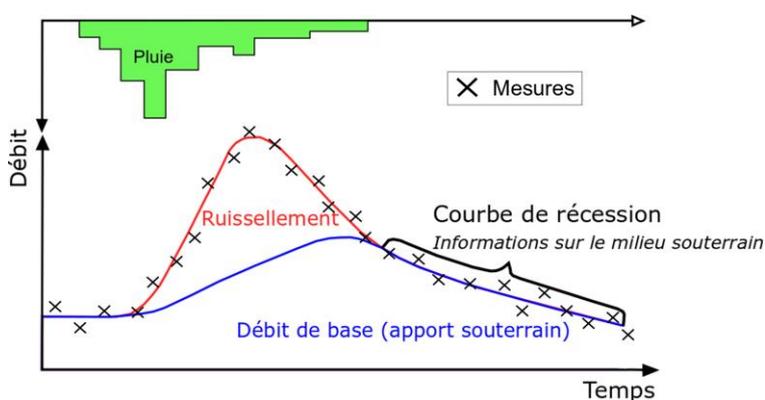


Figure 2 : schéma d'un hydrogramme de crue et définition de la notion de courbe de récession

Pour extraire les propriétés hydrauliques des bassins versants, des approximations analytiques obtenues pour des cas simples (versants avec géomorphologie simple) sont utilisées. La première partie de ce rapport

consiste à vérifier la pertinence de leur utilisation sur des cas plus complexes. Pour ce faire, ces approximations pour cas simples sont appliquées sur des cas théoriques plus complexes (versants avec géomorphologie plus complexe) en utilisant un modèle mécaniste. Si elles ne sont pas appropriées, des adaptations sont proposées et testées. Si ces adaptations sont efficaces et pertinentes, la méthode peut être généralisée et utilisée sur les bassins versants naturels.

En d'autres mots, il s'agit d'étendre le domaine de validité de la théorie utilisée obtenue à partir de cas simple, à des cas plus complexes pour ensuite l'appliquer à des cas naturels. Cette démarche théorique constitue la première partie du rapport.

Dans la deuxième partie du rapport, ces solutions analytiques étendues à des cas plus complexes sont appliquées aux bassins versants étudiés. Les propriétés hydrauliques sont extraites, et les résultats sont discutés.

2. Méthode

2.1. Sites et données utilisés

Neuf bassins versants ont été sélectionnés avec l'aide de gestionnaires d'eau potable et de bassins versants¹ (Fig. 4). Les critères de sélection sont les suivants : les sites sont situés à l'amont des retenues d'eau et l'activité anthropique est limitée, afin que le signal de débit soit le moins perturbé possible. Les données débitmétriques doivent également être suffisamment disponibles (minimum 15 ans). Les données journalières de débit utilisées proviennent des stations hydrométriques gérées par la DREAL Bretagne et disponibles sur hydro.eaufrance.fr.

2.2. Géologie bretonne et hypothèses de fonctionnement hydrogéologique

Du fait de leur géologie, les régions cristallines présentent des stocks limités, pouvant engendrer des temps de résidences faibles (McGuire et al., 2005 ; Smith, 1981). Les couches superficielles d'altération du substrat rocheux présents dans ces régions stockent une grande partie de l'eau souterraine, et peuvent constituer un soutien au débit de base important (Smith, 1981 ; Witty et al., 2003 ; Mwakalila et al., 2002). Ponctuellement, l'horizon fissuré peut présenter une densité de fracture importante, perméable et bien connectée, engendrant des écoulements plus profonds avec des temps de résidence importants, et pouvant contribuer au débit de base de façon non négligeable (Hanor, 1993). La zone de contact entre couche d'altérite et horizon fissuré peut être une zone très perméable, drainant le stock d'eau compris dans les altérites (Dewandel, 2006) (Fig. 3).

¹ SMG35, Eau du Morbihan, SDAEP22, EPTB Vilaine, SAGE Couesnon

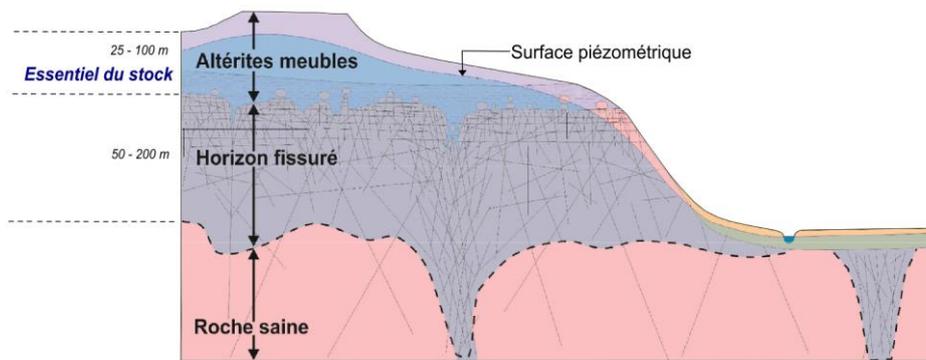


Figure 3 : illustration schématique de la géologie de milieu de socle (modifié de Wyns et al., 2004)

En Bretagne, les profondeurs de production des puits déclarés à la Banque du Sous-Sol (BSS, BRGM, 2006) –semblables à l'épaisseur des horizons d'altération– varient d'environ 5 à 30 mètres avec une moyenne proche de 15 mètres.

Liée à l'altération, la porosité dans les horizons de surface peut être variable et atteindre des porosités totales supérieures à 10 % (Wyns et al, 2004 ; White et al., 2001). Cependant, si le matériel d'altération est de type argileux (e.g. altération du schiste), les porosités efficaces peuvent être de quelques pourcents seulement (0.5-10%) (Bodelle & Margat, 1980 ; Wyns et al., 2004). Plus en profondeur, dans la roche saine, la porosité est essentiellement localisée dans des fractures avec des valeurs globales très faibles de l'ordre de 0.1 à 1 % (Singhal & Gupta, 2013).

Les valeurs de conductivité hydraulique rencontrées en Bretagne sont variables du fait de la nature de la couche d'altération, de son épaisseur, ainsi que de la densité des fractures et de leurs connexions. Les valeurs répertoriées sont dans la gamme de 10^{-4} à 10^{-7} ms^{-1} (Ayraud et al., 2008 ; Clément et al., 2003 ; Kolbe et al., 2016 ; Le Borgne et al., 2004 ; Martin et al., 2006 ; Roques et al., 2014).

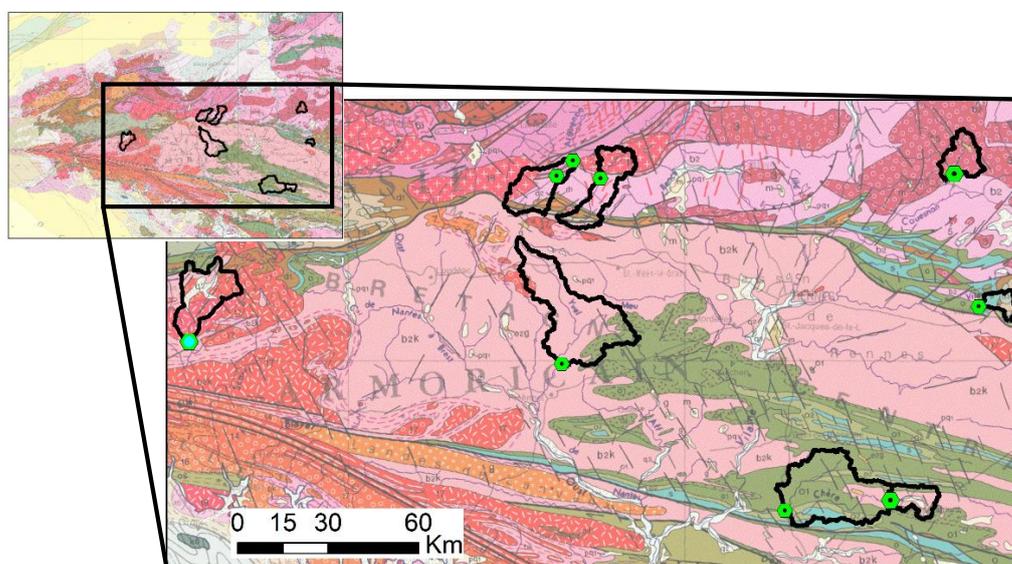


Figure 4 : carte géologique de la Bretagne au 1 : 1 000 000 (BRGM), limites des bassins versants et emplacements des stations hydrométriques (points verts)

Nom du bassin versant	Disponibilité des données	Aire (km ²)
<i>Quilloury à Plénée</i>	2000 à 2018	38.5
<i>Arguenon à Jugon</i>	1972 à 2018	104
<i>Rosette à Mégrit</i>	1975 à 2018	102
<i>Nançon à Lécousse</i>	1969 à 2018	67
<i>Valière à Erbrée</i>	1979 à 2018	31
<i>Chère à Châteaubriant</i>	1996 à 2018	61.5
<i>Chère à Derval</i>	1987 à 2018	349
<i>Yvel à Loyat</i>	1968 à 2018	315

Tableau 1 : noms, disponibilité des données et aires des bassins versants

2.3. Théorie visant à extraire les propriétés hydrauliques des aquifères de proche subsurface

Boussinesq (1877) a été l'un des premiers à établir un travail théorique sur le débit des rivières en relation avec les mécanismes de vidange des aquifères à l'échelle de versants. Pour cela, il a proposé une équation approchée décrivant le drainage d'un aquifère simple localisé sur une couche imperméable horizontale, avec une ligne piézométrique initiale de forme curvilinéaire, un niveau piézométrique fixé à 0 à la rivière, et des écoulements verticaux considérés négligeables (hypothèses de Dupuit-Forchheimer) (Fig. 5) – nous appellerons cet aquifère « de type Boussinesq ». Pour obtenir cette équation, Boussinesq (1877) a combiné la loi de Darcy avec l'équation de continuité :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{k}{f} \frac{\partial}{\partial x} \left[h \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{N}{f} \quad (1)$$

où q [$m^2 s^{-1}$] est le débit dans la direction x par unité de largeur de l'aquifère, k [ms^{-1}] est la conductivité hydraulique, f [-] est la porosité efficace, t [s] est le temps, h [m] est la charge hydraulique, et N [ms^{-1}] est la recharge.

Brutsaert & Nieber (1977) ont suggéré d'analyser la pente de l'ensemble des courbes de récession comme une fonction du débit pour s'affranchir du besoin d'un temps de référence, soit :

$$-\frac{dQ}{dt} = f(Q) \quad (2)$$

où Q [$m^3 s^{-1}$] est le débit.

Ils ont également montré que cette relation peut être approximée par une loi de puissance :

$$-\frac{dQ}{dt} = aQ^b \quad (3)$$

où a est la valeur de $-\frac{dQ}{dt}$ lorsque Q est égal à 1, décrivant les caractéristiques géométriques et hydrodynamiques du bassin versant, et b la pente de $-\frac{dQ}{dt} = f(Q)$, dans un espace log-log, décrivant le régime d'écoulement. a et b sont alors obtenus en calibrant $\log\left(-\frac{dQ}{dt}\right) = \log(a) + b \log(Q)$ (Fig. 8).

Brutsaert & Nieber (1977) ont montré que, sur la base d'une approximation de déconvolution de la forme de la surface avec l'évolution temporelle pour un aquifère de type Boussinesq, la solution non-linéaire de l'équation (1), se décrit comme suit :

$$Q(t) = Q_0 \left[1 + \frac{1}{2} \frac{t}{t_c} \right]^{-2} \quad (4)$$

avec

$$Q_0 = \beta_{b_{1.5}} 2L_r \frac{kD^2}{L_{hs}} \quad (5)$$

et

$$t_c = \frac{L_{hs}^2}{2\alpha_{b_{1.5}} \frac{kD}{f}} \quad (6)$$

où Q_0 [m^3s^{-1}] est le débit de base à t_0 , t_c [s] est le temps caractéristique donnant une indication sur le temps que met le stock à se vidanger, L_r [m] (*length river*) est la longueur du cours d'eau relatif au versant, D [m] (*depth*) est la profondeur de l'aquifère, L_{hs} [m] (*length hillslope*) est la longueur contributive au débit de base des versants, f [-] la porosité efficace, $\beta_{b_{1.5}} = 0.862$ [-], $\alpha_{b_{1.5}} = 1.1155$ [-], $\frac{kD}{f}$ [m^2s^{-1}] la diffusivité.

La diffusivité caractérise la vitesse de réaction d'un aquifère face à une perturbation. Par exemple, lors d'une forte pluie ou d'une forte sécheresse, le niveau piézométrique d'un aquifère ayant une forte diffusivité va évoluer plus rapidement (pour un même stock) que pour un aquifère ayant une diffusivité plus faible.

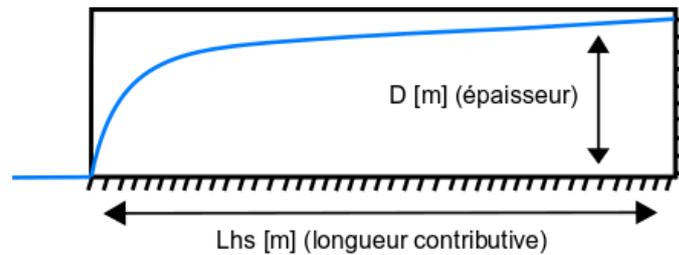


Figure 6 : schéma de l'aquifère « Boussinesq » résolvant l'équation non-linéaire de Boussinesq

En utilisant cette solution non-linéaire de Boussinesq (eq. 4, 5 et 6), $-\frac{dQ}{dt} = aQ^b$ est obtenu avec :

$$b = 1.5 \quad (7)$$

et

$$a = \frac{4.8038k^{1/2}L_r}{f(\gamma A)^{3/2}} \quad (8)$$

L'exposant b étant supérieur à 1, le stock se vidange de façon non-linéaire à la rivière.

Brutsaert & Nieber (1977) ont également montré qu'en utilisant la solution approximée issue de la linéarisation de l'équation de Boussinesq (éq. 1), résolvant l'écoulement d'un aquifère similaire à un aquifère de type Boussinesq, mais à la différence que la profondeur est assez grande pour que l'effet de la

variation de la charge hydraulique h sur la transmissivité T [m^2s^{-1}] soit négligeable (Fig. 7) (Boussinesq 1877, Brutsaert & Nieber, 1977), le stock se vide linéairement avec le débit, qui se décrit de la façon suivante :

$$Q(t) = Q_0 e^{-\frac{t}{t_c}} \quad (10)$$

avec

$$Q_0 = \beta_{b_1} 2L_r \frac{kD^2}{L_{hs}} \quad (11)$$

et

$$t_c = \frac{L_{hs}^2}{2\alpha_{b_1} \frac{kD}{f}} \quad (12)$$

Où $\beta_{b_1} = 0.693$ [-], et $\alpha_{b_1} = \frac{0.3465\pi^2}{8} = 0.4274$ [-].

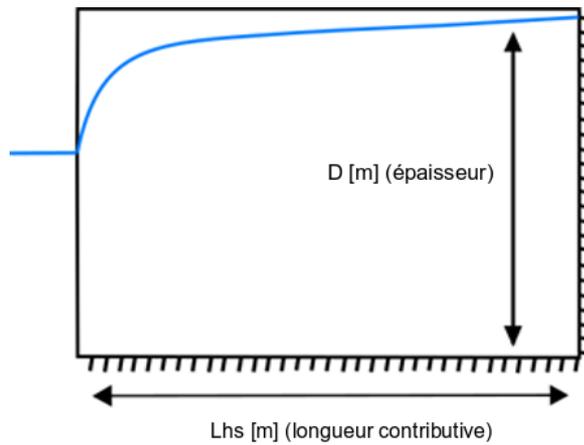


Figure 7 : schéma subjectif de l'aquifère théorique de résolvant la linéarisation de l'équation de Boussinesq

En utilisant cette solution linéarisée de l'équation de Boussinesq (eq. 10, 11 et 12), $-\frac{dQ}{dt} = aQ^b$ est obtenu avec :

$$b = 1 \quad (13)$$

et

$$a = \frac{\pi^2 k 0.3465 D L_r^2}{f(\gamma A)^2} \quad (14)$$

Le paramètre b étant égal à 1, le stock se vidange de façon linéaire à la rivière, à la manière d'un réservoir.

En effectuant une analyse dimensionnelle, il résulte :

$$\frac{dQ}{dt} = -\frac{Q_0^{1-b}}{t_c} Q^b \quad (15)$$

et donc

$$t_c = \frac{Q_0^{1-b}}{a} \quad (16)$$

Ainsi, connaissant t_c et L_{hs} , les propriétés hydrauliques peuvent être extraites à travers la diffusivité $\frac{kD}{f}$ [m^2s^{-1}] :

$$\frac{kD}{f} = \frac{L_{hs}^2}{2\alpha_{b_i}t_c} \quad (17)$$

où la valeur α_{b_i} est obtenue par extrapolation linéaire entre α_{b_1} et $\alpha_{b_{1.5}}$, variant ainsi en fonction de la valeur du paramètre b .

L'utilisation des équations issues des deux approximations analytiques de l'équation de Boussinesq (peu profond et non-linéaire (éq. 4, 5, 6), profond et linéaire (éq. 10, 11, 12)) est à priori cohérente avec l'hydrogéologie bretonne où le stock et les écoulements se situeraient essentiellement dans une couche d'altérite superficielle plus ou moins profonde.

2.4. Méthode d'analyse de récession

La *toolbox* Matlab HYDRORECESSION (Arciniega et al, 2017) a été utilisée pour effectuer les analyses de récession. De nombreuses études ont évalué et montré l'impact déterminant 1- de la manière de sélectionner les courbes de récession dans l'hydrogramme (Stoelzle et al., 2013 ; Chen & Krajewski, 2016 ; Dralle et al., 2017 ; Santos et al., 2019), 2- du choix de la méthode de calibration du nuage de points (Kirchner, 2009 ; Krakauer & Temimi, 2011 ; Stoelzle et al., 2013), 3- du bruit lié au manque de précision des appareils de mesures (Rupp & Selker, 2006b ; Roques et al., 2017).

Pour choisir une méthode de sélection et une méthode de calibration, Stoelzle et al. (2013) ont recommandé de combiner plusieurs méthodes, et de supprimer les résultats de celles qui ne semblent pas adaptées au bassin versant étudié.

2.4.1. Méthode de sélection

Trois méthodes de sélection plus ou moins restrictives ont été appliquées. La méthode utilisée par Brutsaert & Nieber (1977) qui est la plus restrictive, celle proposée par Vogel & Kroll (1992), et celle utilisée par Aksoy & Wittenberg (2011) qui est la moins restrictive. Lorsqu'une méthode de sélection ne permet pas de sélectionner suffisamment de récessions d'un hydrogramme, celle-ci n'est pas utilisée.

Chaque méthode de sélection est appliquée aux méthodes de calibration, et la moyenne des résultats obtenus est conservée. L'Annexe 1 résume les méthodes de sélection utilisées.

2.4.2. Méthode de calibration

Deux méthodes de calibration couramment utilisées dans la littérature scientifique ont été appliquées : la méthode de régression linéaire (e.g. Bogaart et al ; 2016, Jachen et al, 2019 ; Tague & Grant, 2014), et la méthode de *binning* (Kirchner, 2009) (e.g. Yeh & Huang, 2019 ; Krakauer & Temimi, 2010). La méthode de *binning* consiste à réaliser une moyenne par tranche de débit de l'espace log-log, cette dernière étant

obtenue en pondérant les points par rapport à leurs éloignements avec le centre du nuage de points, permettant ainsi de réduire l'influence des points incertains.

2.4.3. Méthode de limitation du bruit

Rupp & Selker (2006b) ont montré l'impact important du bruit lié à l'incapacité des appareils de mesure à capter les faibles variations sur les analyses de récession (provoquant des barres horizontales dans le nuage de points). Ils ont proposé une méthode pour limiter cela, consistant à augmenter l'intervalle Δt analysé. Dans cette étude, pour l'ensemble des bassins versants, un intervalle $\Delta t = 2$ jours a été utilisé au lieu de l'échelle journalière initiale, permettant de s'affranchir des barres horizontales, expression du bruit.

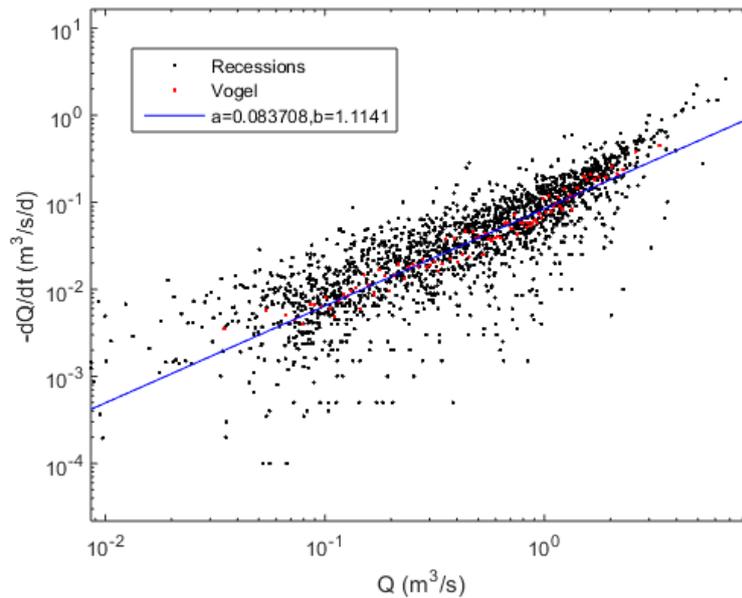


Figure 8 : exemple d'un espace log-log $dQ/dt = f(Q)$ où $\log(-dQ/dt) = \log(a) + b \log(Q)$, est calibré avec la méthode de *binning*. Le bassin versant est *Arguenon à Jugon*, l'intervalle de temps $\Delta t = 2$ jours, et la méthode de sélection est Vogel (1992) (cf. Annexe 1)

2.5. Adaptation des solutions analytiques obtenues pour des cas simples à des cas plus complexes

Les solutions analytiques obtenues à partir de cas simples permettent d'extraire les propriétés hydrauliques à travers la diffusivité :

$$\frac{kD}{f} = \frac{L_{hs}^2}{2\alpha_{b_i} t_c} \quad (18)$$

avec

$$t_c = \frac{Q_0^{1-b}}{a} \quad (19)$$

Ainsi, il reste à définir Q_0 et la longueur contributive du versant L_{hs} . Cette dernière est un élément de géomorphologie, et correspond à la longueur contributive du versant au moment où il n'y a plus que du

débit de base dans la rivière, et donc au moment où l'information du milieu souterrain peut être *vue* dans l'hydrogramme.

Concernant Q_0 , il n'y a pas de méthode faisant référence ; une méthode permettant de l'approcher est alors développée. Concernant L_{hs} , elle est égale à la longueur maximale du versant dans le cas des aquifères théoriques simples utilisés par Brutsaert & Nieber (1977) (Fig. 6), mais pas nécessairement pour des aquifères plus complexes.

L_{hs} va alors être déterminée pour des aquifères ayant des géomorphologies plus complexes, afin d'étendre la validité des solutions analytiques utilisées à des cas plus élaborés, dans l'objectif de les utiliser sur des cas naturels.

Pour pouvoir définir ces deux variables Q_0 et L_{hs} , le modèle hydrologique mécaniste HS1D (Marçais, 2017) a été utilisé. Ce dernier permet de réaliser des simulations 1D à l'échelle de versants d'1km² environ, avec une échelle spatiale de 50 m², et un forçage météorologique (recharge et ruissellement) dérivé du modèle SURFEX (Le Moigne et al., 2009) sur la période 1970-2012. HS1D décrit les écoulements en utilisant l'équation de Boussinesq pour un aquifère pentu à laquelle a été ajoutée la prise en compte de la variabilité latérale (Troch et al., 2003) et du débordement de nappe (Marçais et al., 2017). Le suintement est en effet crucial dans la compréhension des écoulements (Brutsaert, 2005 ; Troch et al., 2002). HS1D repose sur des hypothèses raisonnables tant que le milieu souterrain est peu profond, et que des variations topographiques existent au sein des bassins versants, ce qui est cohérent avec la géologie et la géomorphologie bretonne.

L'intérêt d'utiliser HS1D et des versants théoriques est d'obtenir des résultats sur des versants dont la conductivité hydraulique k , la porosité f et l'épaisseur D (et donc la diffusivité kD/f) sont fixés, et ainsi de pouvoir déterminer L_{hs} pour des cas plus complexes, cette dernière devenant la seule inconnue.

Concernant la définition de l'épaisseur D , deux hypothèses existent : 1- considérer que la limite imperméable inférieure est parallèle à la surface du sol, et donc que l'épaisseur est constante sur l'ensemble du versant (Fig. 9.a), ou 2- considérer que la limite inférieure est horizontale et ainsi que l'épaisseur augmente avec la distance à la rivière (Fig. 9.b). Le choix de l'une des deux hypothèses a un impact sur le débordement, et ainsi sur la dynamique d'écoulements. Pour cette étude, l'hypothèse que l'épaisseur est constante et donc parallèle à la surface du sol a été privilégiée, ressemblant à la structure observée dans la littérature (Dewandel et al., 2006).

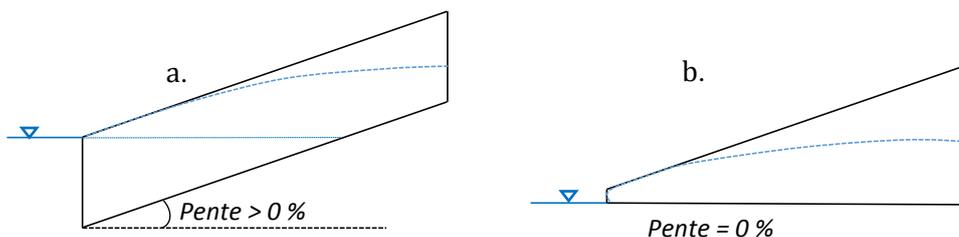


Figure 9 : deux géométries d'aquifères envisageables ; a. la limite imperméable inférieure est parallèle à la surface du sol (épaisseur constante) ; b. la limite imperméable inférieure est horizontale

- **Estimation de Q_0 :**

Afin que Q_0 soit la seule inconnue de l'équation 16, L_{hs} a été fixée en analysant un versant théorique similaire à un versant de type Boussinesq utilisé pour obtenir les solutions analytiques pour des cas simples, pour lequel L_{hs} est connue et égale à la longueur maximale du versant. Ce versant a une surface de 1 km² ($x = 1000$ m et $w = 1000$ m, où x est la longueur et w est la largeur), et a une pente nulle. Son forçage correspond uniquement à la recharge du bassin versant *Ellé au Faouët*, permettant de se concentrer sur le débit de base et les temps longs. L_{hs} étant connue (longueur maximale du versant), Q_0 est alors la seule inconnue et peut être déterminé. Sur ce versant théorique, $Q_0 \approx 20\%$ de la moyenne des pics de crues. Ainsi, le débit de base débute lorsque Q est égal à environ 20% de la moyenne des pics de crue. Q_0 a été déterminé de cette façon pour l'ensemble des bassins versants étudiés.

- **Estimation de L_{hs} (longueur contributive au moment où il n'y a plus que du débit de base):**

Des analyses de récession issues de simulations de cinq versants ayant des géomorphologies plus complexes ont permis d'estimer L_{hs} pour des cas plus élaborés (la diffusivité kD/f étant fixée dans le modèle).

$$L_{hs} = \sqrt{t_c 2\alpha_b \frac{kD}{f}} \quad (20)$$

L'impact de différents critères géomorphologiques (pente et caractère convergent/divergent) sur la longueur contributive au moment où il n'y a plus que du débit de base dans la rivière L_{hs} ont été évalués. Si un lien est trouvé, l'estimation de L_{hs} issue de solutions analytiques pour des cas simples peut être étendue à des cas plus complexes, et ainsi aux bassins versants étudiés.

Le caractère convergent/divergent a été déterminé comme suit : $\frac{\text{largeur à la rivière du versant}}{\text{largeur moyenne du versant}}$

Un versant théorique de type Boussinesq avec une pente constante de 3% a été analysé, ainsi que quatre versants issus du bassin versant *Elle au Faouët* (plus ou moins convergents ou divergents, avec des pentes comprises entre 2 et 3% hormis pour l'un ayant une pente de 6.8 %). Les épaisseurs sont de 10 mètres pour l'ensemble des versants. Les résultats sont montrés Figure 8.

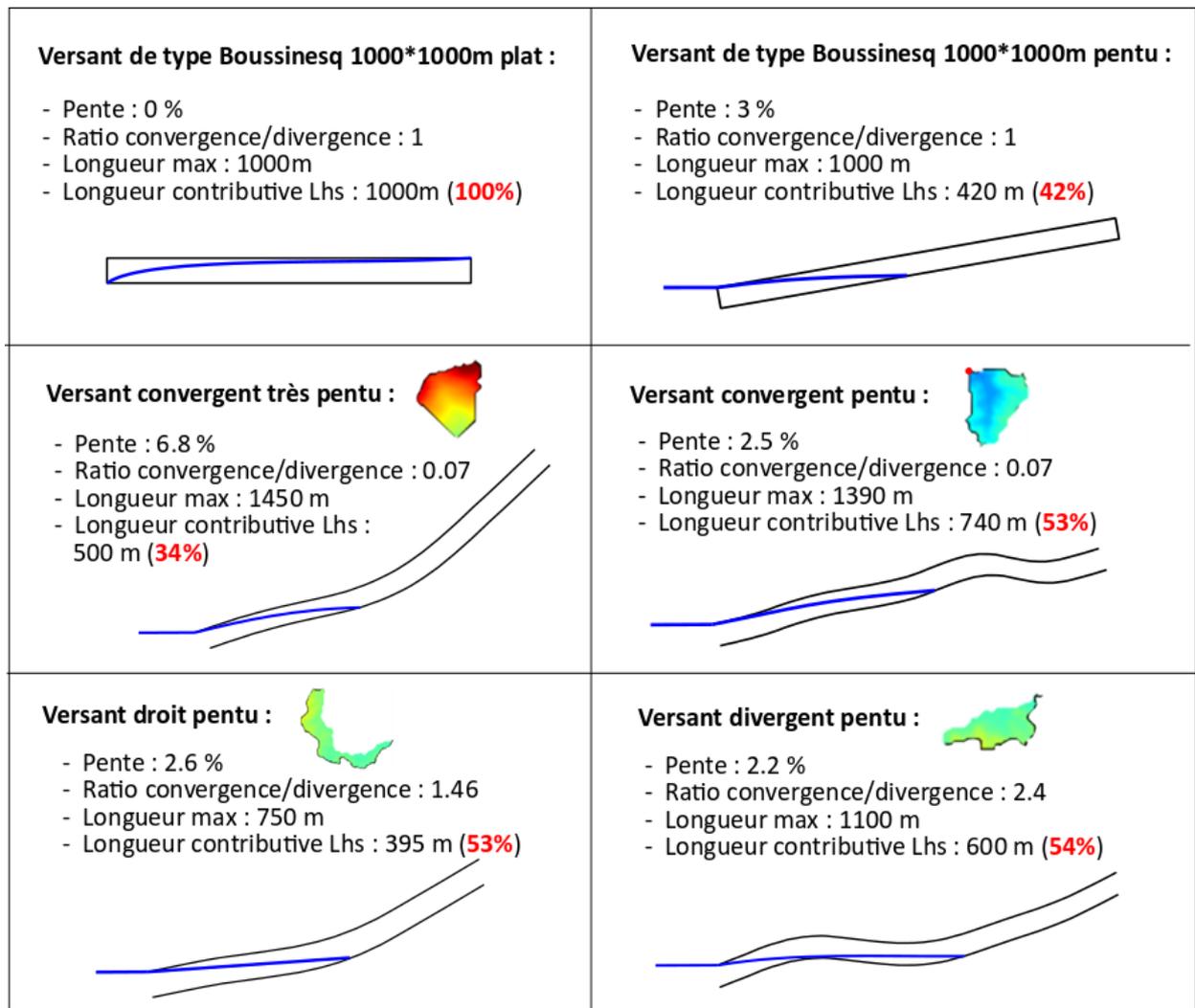


Figure 10 : résumé des versants analysés (pente, convergence/divergence, longueur maximale) et L_{hs} obtenues

	Pente	Ratio convergence / divergence	Diffusivité kD/f	Longueur max	Longueur contributive Lhs	Lhs / Long. Max
Type Boussinesq plat	0%	1	0.06	1000	1000	100%
Type Boussinesq pentu	3%	1	0.06	1000	503	50%
Droit pentu	2.6%	1.5	0.06	750	395	53%
Convergent très pentu	6.8%	0.1	0.06	1450	497	34%
Convergent pentu	2.5%	0.1	0.06	1390	738	53%
Divergent pentu	2.2%	2.4	0.06	1100	596	54%

Tableau 2 : caractéristiques des versants et L_{hs} obtenues pour chacun d'eux

Pour le versant de type Boussinesq avec une pente de 3%, L_{hs} est de 420 m, soit 42 % de la longueur maximale du versant. La longueur contributive du versant convergent ayant une forte pente est de 33% de

sa longueur maximale. Les cinq versants ayant des pentes comprises entre 2 et 3 %, ont des longueurs contributives d'environ 50 % de la longueur maximale, et cela indépendamment du caractère convergent ou divergent. Ainsi, considérant une épaisseur constante, la longueur contributive au débit de base du versant serait uniquement liée à la pente moyenne du versant et non pas au caractère convergent ou divergent.

Ces résultats sont applicables aux bassins versants étudiés puisque la pente moyenne de leurs versants moyens est comprise entre 2.5 % et 4% selon le bassin versant, coïncidant avec les pentes des versants simulés pour lesquels la longueur contributive est de 50%. Les longueurs maximales des versants moyens varient entre 1290 et 1800 mètres en fonction du bassin versant.

La pente moyenne du versant moyen d'un bassin versant est obtenue par la moyenne de la pente moyenne des versants de ce bassin versant, pondérée par l'aire des versants. La longueur maximale du versant moyen d'un bassin versant a été obtenue par la moyenne des longueurs maximales des versants, pondérées par l'aire des versants.

Ainsi, la longueur contributive L_{hs} du versant moyen des neuf bassins versants sera, en première approximation, définie comme la moitié de la longueur totale, en considérant une épaisseur d'environ 10 mètres parallèle à la surface du sol.

- **Vérification de la pertinence de la démarche utilisée et de sa compatibilité avec des cas plus complexes :**

Pour vérifier la pertinence de l'utilisation des solutions analytiques sur des cas plus complexes, un aquifère de type Boussinesq, pentu (3 %), avec un fond plat (Fig. 9.b) dont la longueur contributive L_{hs} est connue a été analysée. Si la bonne valeur de L_{hs} est retrouvée, cela indique que le domaine de validité des solutions analytiques utilisées s'étend à des aquifères pentus et que l'estimation de L_{hs} est pertinente.

L_{hs} de cet aquifère est connue puisqu'elle est égale à la longueur maximale du versant. En effet, ayant une limite imperméable inférieure horizontale au niveau de la rivière, son stock d'eau n'est pas contraint par la limite inférieure du versant, et lorsque les débordements cessent, aucune barrière physique ne contraint l'aquifère et sa longueur contributive L_{hs} à se contracter. Sa longueur contributive au débit de base est alors égale à sa longueur maximale.

En effectuant une analyse des récessions de cet aquifère, L_{hs} est bien retrouvée égale à 1000 mètres (à 5 mètres près). Ainsi, le domaine de validité des solutions analytiques utilisées pourrait s'étendre à des aquifères d'une pente d'environ 3 % et l'estimation de L_{hs} est pertinente.

Cela implique également que la méthode de détermination de Q_0 ($Q_0 \approx 20\%$ de la moyenne des pics de crue) est cohérente. Tout comme l'extrapolation linéaire entre $\alpha_{b_1} = 0.4274$ et $\alpha_{b_{1.5}} = 1.1155$ pour obtenir la valeur de α_b en fonction de b , puisque l'aquifère étudié a un paramètre b d'une valeur de 1.3, comprise entre α_{b_1} et $\alpha_{b_{1.5}}$.

3. Résultats

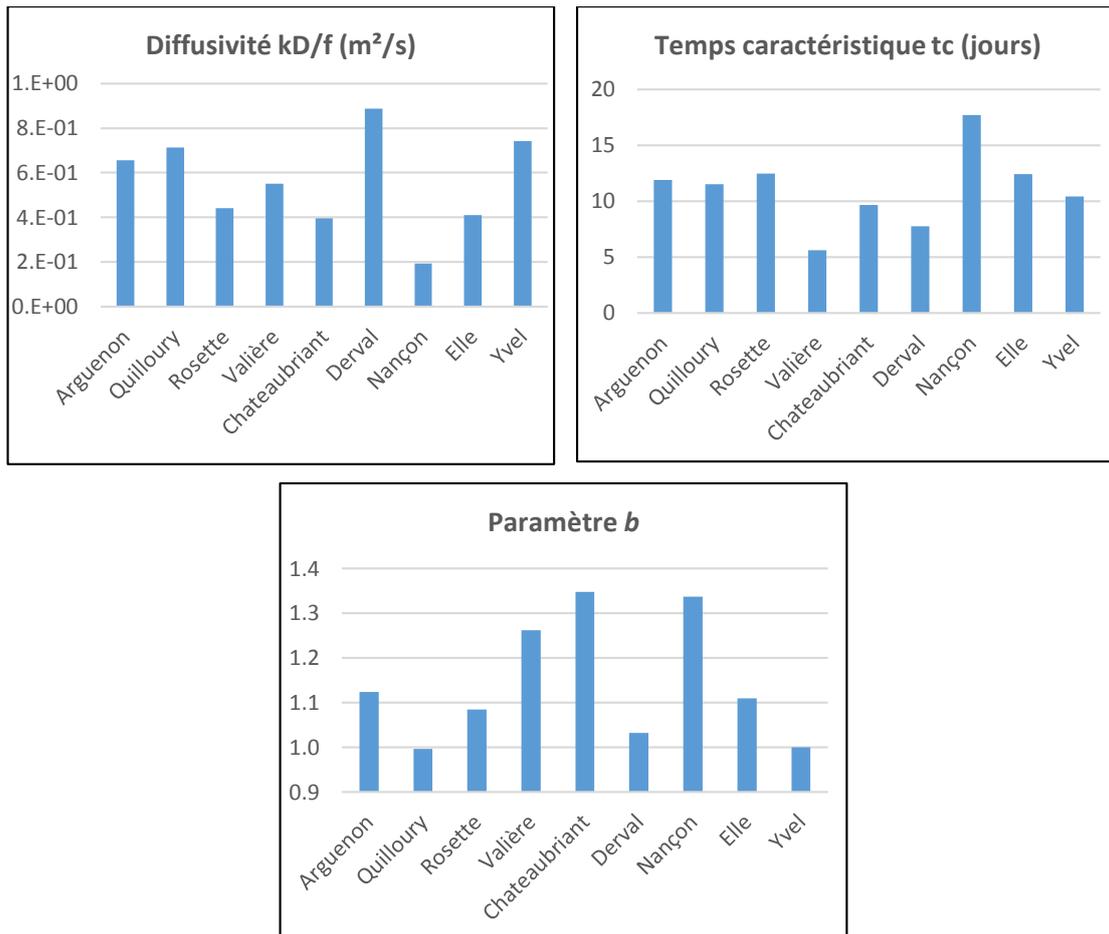


Figure 11 : Diffusivités, temps caractéristiques et paramètres b obtenus pour les bassins versants étudiés

La démarche développée dans la première partie a été appliquée aux neuf bassins versants. En utilisant les méthodes de sélection et de calibration, et celles permettant de déterminer Q_0 et la longueur contributive du versant moyen de chaque bassin versant L_{hs} , la diffusivité et le temps caractéristique t_c ont été calculés. Les valeurs obtenues pour chaque bassin versant sont présentés Fig. 11. La valeur du paramètre b est également présentée permettant de mettre en lien le régime d'écoulement avec la diffusivité et le temps caractéristique obtenu.

Les valeurs de diffusivités moyennes sont comprises entre $1.9 \cdot 10^{-1} m^2 s^{-1}$ pour le bassin versant *Nançon à Lécousse* et $8.9 \cdot 10^{-1} m^2 s^{-1}$ pour *Chère à Derval*. Les sept autres bassins versants ont des diffusivités moyennes comprises entre $4.4 \cdot 10^{-1} m^2 s^{-1}$ et $7.4 \cdot 10^{-1} m^2 s^{-1}$.

Les temps caractéristiques obtenus varient entre 6 jours pour *Vallière à Erbrée* et 18 jours pour *Nançon à Lécousse*. Les autres bassins versants présentent des temps caractéristiques variant entre 8 et 12 jours.

Les paramètres b moyens varient entre $b = 1.4$ pour *Chère à Châteaubriant* et $b = 1$ pour le *Quilloury à Plénée*, *Chère à Derval* et *Yvel à Loyat*. Les autres bassins versant ont des paramètres b compris entre $b = 1$ et $b = 1.3$.

4. Discussion

4.1. Cohérence des résultats obtenus

4.1.1. Paramètre b

Les valeurs obtenues sont cohérentes avec d'autres études. Bogaart et al. (2016), qui ont réalisé des analyses de récession sur 220 bassins versants sur l'ensemble de la Suède ont obtenu un paramètre b médian d'environ 1.25, avec une dispersion essentiellement concentrée entre 0.9 et 1.6. Sanchez et al. (2015) ayant analysé les récessions de 26 bassins versants dans le Nord-Ouest des Etats-Unis (dont une majorité en milieu de socle cristallin) ont obtenu une valeur médiane de paramètre b d'environ 1.2 avec une dispersion essentiellement concentrée entre 1 et 1.5. Tague & Grant (2004) ont obtenu une valeur médiane de paramètre b d'environ 1.8 avec une dispersion se situant entre 1.4 et 2.5 sur 28 bassins versants de montagne ayant une géologie à dominante volcanique dans l'ouest des Etats-Unis.

Cependant, le lien avec la géologie n'est pas évident. La valeur du paramètre b de *Nançon à Lécousse* ($b = 1.3$) (qui montre une dynamique de vidange non-linéaire) est très différente de celle de *Quilloury à Plénée* ($b = 1$) alors qu'ils présentent une géologie similaire, composée essentiellement de granite.

Bien que le lien entre la valeur du paramètre b et les propriétés hydrauliques de l'aquifère ont été suggérés dans la littérature scientifique (Biswal & Marani, 2010 ; Tague & Grant, 2004), d'autres facteurs pourraient exister : l'épaisseur de l'aquifère (Troch et al. 1993), l'occupation du sol (Bogaart et al., 2016), la densité du réseau de drainage (Zecharias & Brutsaert, 1988), ou encore l'aire du bassin versant (Clark et al., 2009 ; Chen & Krajewski, 2015).

Concernant ce dernier point, il n'y a pas de corrélation observée. Clark et al (2009) ont montré (en utilisant un modèle numérique) que pour les temps relativement courts, le paramètre b tend vers 1.5 à mesure que l'échelle spatiale augmente. Chen & Krajewski (2015) ont quant à eux suggéré qu'à la fin de récessions très longues, b tend vers 1 à mesure que l'échelle spatiale augmente. Les paramètres b des grands bassins versants *Yvel à Loyat* et *Chère à Derval* ne proviennent pas d'analyses sur des récessions si longues et sont pourtant tous les deux égaux à $b = 1$. Les plus grandes valeurs de paramètres b proviennent à l'inverse de trois des quatre plus petits bassins versants (*Chère à Châteaubriant*, *Valière à Erbrée*, *Nançon à Lécousse*).

4.1.2. Temps caractéristique t_c

Le t_c donne une information sur la géologie et la géomorphologie : si le stock est limité et que les écoulements sont rapides et superficiels, la valeur du t_c sera faible. Les valeurs obtenues ici sont assez faibles, gravitant pour l'essentiel autour de 10 jours, hormis pour *Nançon à Lécousse* (18 jours) et *Valière à Erbrée* (6 jours).

Bogaart et al. (2016), toujours à l'échelle de la Suède, ont obtenu des t_c allant de 10 à 75 jours, avec une moyenne de 25 jours. Ces résultats sont considérablement plus élevés, mais il y a des différences de

géologie entre la Suède et la Bretagne. Mcmillan et al. (2014) ont obtenu des t_c dans une gamme de 5 à 20 jours pour des bassins versants ayant une géologie à tendance sédimentaire. Sanchez et al. (2015) ont obtenu un t_c moyen de 33 jours variant d'environ 10 jours à 65 jours.

Le fait que les valeurs de t_c soient faibles pourrait être mis en relation avec les faibles stocks qu'induit la géologie bretonne.

4.1.3. Une certaine forme de cohérence

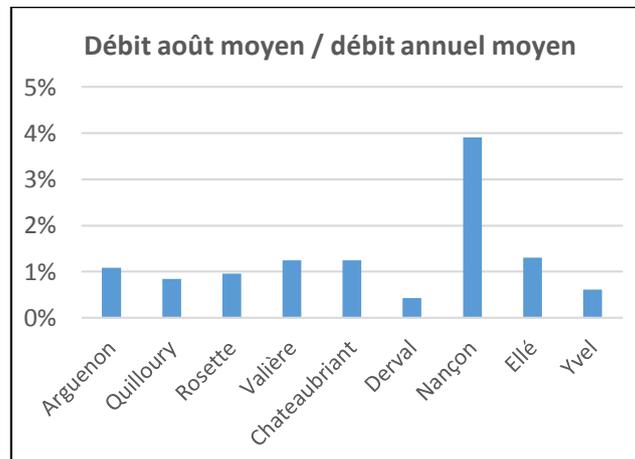


Figure 12 : rapport entre le débit moyen d'août sur le débit annuel moyen sur l'ensemble des données disponibles

Les valeurs du paramètre b (1.3) et de t_c (18 jours) de *Nançon à Lécousse* supposent un meilleur soutien aux étiages que les autres bassins versants. Cela va dans le sens du fait que *Nançon à Lécousse* est le bassin versant présentant le plus fort soutien aux étiages estivaux (Fig. 12) et montre ainsi une certaine cohérence dans la tendance des résultats obtenus pour b et t_c .

4.1.4. Diffusivité

En comparant les valeurs des diffusivités obtenues avec celles qu'il serait possible de rencontrer en Bretagne (selon la littérature scientifique, section 2.2.) les valeurs obtenues correspondraient à des aquifères très perméables et relativement peu capacitifs (Tableau 2),

Diffusivité kD/f [m^2s^{-1}]	Conductivité hydraulique k [ms^{-1}]	Porosité f	Epaisseur D [m]
$2 \cdot 10^{-5}$	10^{-7}	5 %	10
$1.2 \cdot 10^{-4}$	10^{-6}	10 %	12
$1.2 \cdot 10^{-3}$	10^{-5}	15 %	18
10^{-2}	$5 \cdot 10^{-5}$	10 %	20
$2 \cdot 10^{-1}$	10^{-4}	1 %	20
10^{-1}	$5 \cdot 10^{-4}$	10 %	20

Tableau 3 : ordres de grandeurs des diffusivités potentiellement rencontrées en Bretagne au regard de la littérature

Les valeurs obtenues dans cette étude sont supérieures à la moyenne des diffusivités potentiellement rencontrées dans la littérature. Cependant, de manière générale, les milieux souterrains restent largement méconnus à cause de très larges variabilités spatiales (horizontales et verticales). Si les cartes géologiques permettent de connaître dans les grandes lignes les structures géologiques majeures, les propriétés d'intérêt pour les ressources en eau (conductivité hydraulique, porosité, épaisseur des aquifères) varient sur un à plusieurs ordres de grandeur dans une même formation à des échelles métriques comme à des échelles kilométriques (Dewandel, 2017 ; Dewandel, 2012 ; C. Roques, 2016) et avec la profondeur (Boisson, 2015 ; Dewandel, 2006). Les variations sont encore plus marquées pour des roches fracturées où les fractures augmentent la conductivité hydraulique sur plusieurs ordres de grandeur (Clauser, 1992). L'estimation de la disponibilité de la ressource en eau est donc soumise à une incertitude épistémique concernant la géologie (Tartakovsky, 2007).

Ainsi, il est envisageable que les résultats reflètent une nouvelle information permettant de mieux caractériser le fonctionnement hydrogéologique breton. Par exemple, une hypothèse expliquant ces valeurs importantes de diffusivités pourrait être que le stock contribuant au débit de base se situe dans une couche superficielle peu capacitive, avant de s'écouler dans un horizon très conducteur (zone de contact entre les altérites et l'horizon fissuré) pour rejoindre la rivière (Wyns et al., 2004 ; Dewandel et al., 2006). Ou encore, que la couche contribuant au débit de base est très superficielle, conductive et peu capacitive, ou bien que l'altération est plus développée et la conductivité y est très importante.

Sachant que les âges de l'eau généralement mesurés en Bretagne montrent des tendances plutôt décennales (Kolbe et al., 2016), le milieu pourrait effectivement être stratifié avec une couche conductive en surface et un réservoir plus lent à se vider et assez capacitif en profondeur.

4.2. Propositions d'améliorations de la méthode

La méthode proposée est améliorable. Plusieurs pistes peuvent être expérimentées, dont la validité devra être éprouvée :

a) Améliorer la méthode de sélection (e.g. celle proposée par Dralle et al., 2017), et de correction de bruit (Exponential Time Step method de Roques et al. 2017) permettrait de réaliser des analyses plus précises. Modifier la méthode de calibration en calibrant des récessions individuelles plutôt que l'ensemble des récessions de l'hydrogramme permettrait d'obtenir des valeurs de b et de t_c potentiellement plus pertinentes et plus élevées (Jachens et al., 2019, Karlsen et al. 2018 ; Dralle et al., 2017 ; Roques et al., 2017). Il serait également envisageable de se concentrer uniquement sur les récessions estivales, du fait que les entités géologiques contributives au cours d'eau varient au cours de l'année (Shaw & Riha, 2012). Les analyses des récessions issues des versants simulés par HS1D ne sont pas concernées par ces améliorations potentielles, car ces derniers n'ayant que la recharge comme forçage, il est aisé de *capturer* leur comportement représentant le débit de base au sein de l'espace log-log.

b) La caractérisation de la géomorphologie à travers la longueur contributive L_{hs} peut être approfondie. En effet, le nombre de versants ayant permis de supposer que L_{hs} est environ égal à 50% de la longueur maximale des versants est limité. Des tests sur des versants théoriques avec des gammes de pentes, de convergence/divergence, de tailles différentes pourraient être effectués pour avoir une caractérisation plus robuste de la longueur contributive L_{hs} en fonction de la géomorphologie du versant moyen d'un bassin versant.

c) Les hypothèses de stratification du milieu souterrain supposant un réservoir superficiel conducteur et un réservoir profond et lent (section 4.1.2) pourraient être testées en utilisant des solutions analytiques plus complexes : par exemple, intégrant une décroissance de la conductivité k suivant une loi de puissance (Rupp & Selker, 2005, 2006b) ou suivant une loi exponentielle décroissante (Troch et al., 2013).

5. Conclusion

L'objectif général dans lequel s'inscrit ce travail est d'estimer l'évolution des ressources en eau souterraine sur des bassins versants non jaugés, dans un contexte de changement climatique. En effet, l'anticipation de l'hydrologie future est essentielle à une gestion efficace de la ressource, dans une région propice aux sécheresses. De cet objectif, en découle un second qui est de tester l'hypothèse suivante : la géomorphologie, la géologie (à travers les propriétés hydrauliques) et le climat suffisent à caractériser les débits sur des bassins versants. Pour cela, la géomorphologie et le climat de plusieurs bassins versants sont fixés, et les propriétés hydrauliques sont extraites. Pour ce faire, des solutions analytiques simples se servant de variables obtenues à travers des analyses de récessions, et dont les propriétés hydrauliques peuvent être extraites, ont été testées et adaptées à des cas plus complexes et semblables au milieu naturel, en utilisant des versants théoriques et le modèle mécaniste HS1D. Ces solutions analytiques étendues aux cas plus complexes sont alors appliquées aux bassins versants réels en analysant leurs récessions.

Les études ayant une démarche similaire, c'est-à-dire qui tentent d'appliquer des outils théoriques d'analyses de récession pour tenter de comprendre l'hydrologie des bassins versants, se focalisent généralement sur les tendances des paramètres b , en fonction de la géologie (Tague & Grant, 2004), de l'occupation du sol (Bogaart et al., 2016) ou de la surface des bassins versants. Ici, la démarche va plus loin puisqu'elle cherche non pas à caractériser les valeurs de b , mais à approcher des structures géologiques représentatives du stock d'eau et de la disponibilité de la ressource.

Les résultats de diffusivité obtenus supposent un réservoir contribuant au débit de base très conducteur et peu capacitif pour l'ensemble des bassins versants. Ces résultats ne sont pas dans l'ordre de grandeur moyen observé dans certaines investigations géologiques bretonne. Cependant, la connaissance du milieu souterrain et du fonctionnement hydrogéologique breton est limitée. Ainsi, la méthode mise en place pourrait finalement permettre d'investiguer des hypothèses de structuration géologique initialement proposée à l'échelle du profil du milieu, à une échelle potentiellement représentative d'un bassin versant, et ainsi répondre à un besoin épistémique concernant l'hydrogéologie bretonne.

Ainsi, en cherchant à vérifier que la géomorphologie, le climat et la géologie suffisent à estimer les étiages des bassins versants non jaugés, il a été constaté que les connaissances du milieu souterrain breton sont limitées. L'objectif initial a ainsi évolué vers l'élaboration d'une méthode permettant d'estimer les propriétés hydrauliques à l'échelle de bassins versants.

La méthode utilisée est améliorable de différentes manières. La méthode d'analyse de récession peut être améliorée, des solutions analytiques plus complexes peuvent être expérimentées, et la méthode permettant de filtrer la géomorphologie en fonction de la morphologie des versants et des bassins versants peut être confirmée et approfondie.

Annexe 1 :

Méthodes de sélection des récessions :

Méthodes de sélection	Critère	Durée minimum (jours)	Jours retirés	Exclusion de segments correspondant à une anomalie dans la récession
Brutsaert & Nieber (1977)	$dQ/dt < 0$	6	Premiers 3-4 jours, derniers 2 jours	$\frac{dQ_{t+1}}{dt} > \frac{dQ_t}{dt}$
Vogel (1992)	Moyenne mobile de 3 jours décroissante	5	Premiers 30%	$\frac{Q_i - Q_{i+1}}{Q_{i+1}} > 30\%$
Aksoy & Wittenverg (2011)	$dQ/dt < 0$	4	Premiers deux jours	Récession a 10% d'erreurs par rapport à la calibration de l'équation de Wittenberg (1999)

Tableau 4 : Détails des trois méthodes de sélections des récessions utilisées

Bibliographie :

Aksoy, Hafzullah, and Hartmut Wittenberg. 'Nonlinear Baseflow Recession Analysis in Watersheds with Intermittent Streamflow'. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques - HYDROLOG SCI J* 56 (30 March 2011): 226–37. <https://doi.org/10.1080/02626667.2011.553614>.

Anita Singhal, Parul Singhal, Ranjan Gupta, and Kush Dev Jarial. 'True Generalized Microdontia and Hypodontia with Spondyloepiphyseal Dysplasia', 1 January 2013. <https://doi.org/10.1155/2013/685781>.

Arciniega-Esparza, Saul, Jose Breña-Naranjo, Adrián Pedrozo-Acuña, and Christian Appendini. 'HYDRORECESSION: A Matlab Toolbox for Streamflow Recession Analysis'. *Computers & Geosciences* 98 (1 October 2016). <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.10.005>.

Biswal, Basudev, and Marco Marani. 'Geomorphological Origin of Recession Curves'. *Geophysical Research Letters - GEOPHYS RES LETT* 37 (1 December 2010). <https://doi.org/10.1029/2010GL045415>.

Bloomfield, J.P., D.J. Allen, and K.J. Griffiths. 'Examining Geological Controls on Baseflow Index (BFI) Using Regression Analysis: An Illustration from the Thames Basin, UK'. *Journal of Hydrology* 373, no. 1–2 (30 June 2009): 164–164–76.

Bogaart, Patrick, Ype Van der Velde, Steve Lyon, and Stefan Dekker. 'Stream Flow Recession Patterns Can Help Unravel the Role of Climate and Humans in Landscape Co-Evolution'. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 12 (25 September 2015): 9865–9913. <https://doi.org/10.5194/hessd-12-9865-2015>.

Boussinesq, J. 'Essai Sur La Théorie Des Eaux Courantes, Du Mouvement Non Permanent Des Eaux Souterraines'. *Memoires Presentes Par Divers Savants a l'Academie Des Sciences de l'Institut National de France, Tome XXIII, No. 1* (2 September 2019): 252–60.

Brutsaert, Wilfried, and John L. Nieber. 'Regionalized Drought Flow Hydrographs From a Mature Glaciated Plateau'. *Water Resources Research* 13, no. 3 (June 1977): 637.

Chen, Bo, and Witold Krajewski. 'Analysing Individual Recession Events: Sensitivity of Parameter Determination to the Calculation Procedure'. *Hydrological Sciences Journal*, 4 April 2016. <https://doi.org/10.1080/02626667.2016.1170940>.

Clement, J.-C., L. Aquilina, O. Bour, K. Plaine, T. P. Burt, and G. Pinay. *Hydrological Flowpaths and Nitrate Removal Rates Within a Riparian Floodplain Along a Fourth-Order Stream in Brittany (France)*. Vol. 17, 2003.

http://explore.bl.uk/primo_library/libweb/action/display.do?tabs=detailsTab&gathStatTab=true&ct=display&fn=search&doc=ETOCRN129175722&indx=1&recIds=ETOCRN129175722.

Dewandel, B., P. Lachassagne, R. Wyns, J.C. Maréchal, and N.S. Krishnamurthy. 'A Generalized 3-D Geological and Hydrogeological Conceptual Model of Granite Aquifers Controlled by Single or Multiphase Weathering'. *Journal of Hydrology* 330, no. 1 (1 January 2006): 260-260–84. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.026>.

Dewandel, Benoit, Yvan Caballero, Jerome Perrin, Alexandre Boisson, Fabrice Dazin, Sylvain Ferrant, Subash Chandra, and Jean-Christophe Maréchal. 'A Methodology for Regionalizing 3-D Effective Porosity at Watershed Scale in Crystalline Aquifers: Regionalizing 3-D Effective Porosity at Watershed Scale in Crystalline'. *Hydrological Processes*, 1 March 2017. <https://doi.org/10.1002/hyp.11187>.

Dewandel, Benoit, Jean-Christophe Maréchal, Olivier Bour, Bernard Ladouche, Shakeel Ahmed, Subash Chandra, and Hélène Pauwels. 'Upscaling and Regionalizing Hydraulic Conductivity and Effective Porosity at Watershed Scale in Deeply Weathered Crystalline Aquifers'. *Journal of Hydrology* 416 (24 January 2012): 83–97. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.038>.

Dralle, David, Nathaniel J. Karst, Kyriakos Charalampous, Andrew Veenstra, and Sally Thompson. 'Event-Scale Power Law Recession Analysis: Quantifying Methodological Uncertainty'. *Hydrology and Earth System Sciences* 21 (4 January 2017): 65–81. <https://doi.org/10.5194/hess-21-65-2017>.

E. R. Vivoni, D. Entekhabi, R. L. Bras, and V. Y. Ivanov. 'Controls on Runoff Generation and Scale-Dependence in a Distributed Hydrologic Model', 1 January 2007. <https://doi.org/10.1029/2006WR005998>.

E. Rupp, David, and John Selker. 'Drainage of a Horizontal Boussinesq Aquifer with a Power Law Hydraulic Conductivity Profile'. *Water Resources Research - WATER RESOUR RES* 411 (1 November 2005). <https://doi.org/10.1029/2005WR004241>.

———. 'Information, Artifacts, and Noise in DQ/Dt–Q Recession Analysis'. *Advances in Water Resources* 29 (1 February 2006): 154–60. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.03.019>.

Fabre Guilhem. 'L'eau Souterraine En France. J. Bodelle et J. Nargat. Coll. Les Objets Scientifiques de Demain. Ed. Masson 1980'. *Karstologia : Revue de Karstologie et de Spéléologie Physique* 1, no. 1 (1 January 1983): 80-80–80.

Guihéneuf, Nicolas, Alexandre Boisson, Olivier Bour, Benoit Dewandel, Jerome Perrin, Dausse Amélie, M Viossanges, Subash Chandra, Shakeel Ahmed, and Jean-Christophe Maréchal. 'Groundwater Flows in Weathered Crystalline Rocks: Impact of Piezometric Variations and Depth-Dependent Fracture Connectivity'. *Journal of Hydrology* 511 (1 April 2014): 320–334. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.061>.

Hanor, J. S. 'Effective Hydraulic Conductivity of Fractured Clay Beds at a Hazardous Waste Landfill, Louisiana Gulf Coast (Paper 93WR01913)'. *WATER RESOURCES RESEARCH* 29, no. 11 (1 January 1993): 3691-3691–3691.

Jachens, Elizabeth, David E. Rupp, C Roques, and John S. Selker. 'Recession Analysis 42 Years Later – Work yet to Be Done'. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 4 June 2019, 1–16. <https://doi.org/10.5194/hess-2019-205>.

Jepsen, S.M., T.C. Harmon, S. Sadro, B. Reid, and S. Chandra. 'Water Residence Time (Age) and Flow Path Exert Synchronous Effects on Annual Characteristics of Dissolved Organic Carbon in Terrestrial Runoff'. *Science of the Total Environment* 656 (15 March 2019): 1223-1223–37. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.392>.

Kirchner, J. W., X. Feng, and C. Neal. *Catchment-Scale Advection and Dispersion as a Mechanism for Fractal Scaling in Stream Tracer Concentrations*. Vol. 254, 2001. http://explore.bl.uk/primo_library/libweb/action/display.do?tabs=detailsTab&gathStatTab=true&ct=display&fn=search&doc=ETOCRN104153173&indx=1&recIds=ETOCRN104153173.

Kirchner, James. 'Catchments as Simple Dynamical Systems: Catchment Characterization, Rainfall-Runoff Modeling, and Doing Hydrology Backward'. *Water Resources Research - WATER RESOUR RES* 45 (1 February 2009). <https://doi.org/10.1029/2008WR006912>

Kolbe, Tamara, Jean Marçais, Zahra Thomas, Benjamin Abbott, Jean-Raynald de Dreuzy, Pauline Rousseau-Gueutin, Luc Aquilina, T Labasque, and Gilles Pinay. 'Coupling 3D Groundwater Modeling with CFC-Based Age Dating to Classify Local Groundwater Circulation in an Unconfined Crystalline Aquifer'. *Journal of Hydrology*, 1 May 2016. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.020>.

Krakauer, Nir, and Marouane Temimi. 'Stream Recession Curves and Storage Variability in Small Watersheds'. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 15 (26 July 2011). <https://doi.org/10.5194/hessd-8-1827-2011>.

Le Borgne, T., O. Bour, F.L. Paillet, and J.-P. Caudal. 'Assessment of Preferential Flow Path Connectivity and Hydraulic Properties at Single-Borehole and Cross-Borehole Scales in a Fractured Aquifer'. *Journal of Hydrology* 328, no. 1 (1 January 2006): 347-347-59. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.12.029>.

Le Moigne, Patrick. 'SURFEX Scientific Documentation' 87 (1 January 2009): 211.

Lewandowski, M. 'Book Review An Introduction by Wilfried Brutsaert, Cambridge University Press, 2005'. *PURE AND APPLIED GEOPHYSICS*, 2009. edsbl.

Lindgren, Georg, Author, Georgia Destouni Author, Adrienne Miller Author, and Tidigare Institutioner KTH Mark- och vattenteknik, Originator. 'Solute Transport through the Integrated Groundwater-Stream System of a Catchment'. *Water Resources Research* 40, no. 3 (1 January 2004). <https://doi.org/10.1029/2003WR002765>.

M. Martin, Jennifer, Elizabeth J. Sreaton, and Jonathan Martin. 'Monitoring Well Responses to Karst Conduit Head Fluctuations: Implications for Fluid Exchange and Matrix Transmissivity in the Floridan Aquifer'. In *Geol. Soc. Am.*, 404:209-17, 2006. [https://doi.org/10.1130/2006.2404\(17\)](https://doi.org/10.1130/2006.2404(17)).

M. Tartakovsky, Daniel. 'Probabilistic Risk Analysis in Subsurface Hydrology'. *Geophysical Research Letters - GEOPHYS RES LETT* 34 (16 March 2007). <https://doi.org/10.1029/2007GL029245>.

Marçais, Jean, Jean-Raynald de Dreuzy, and Jocelyne Erhel. 'Dynamic Coupling of Subsurface and Seepage Flows Solved within a Regularized Partition Formulation'. *Advances in Water Resources* 109 (1 September 2017). <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.09.008>.

Mérot, Philippe, Vincent Dubreuil, Daniel Delahaye, and Philippe Desnos. *Changement Climatique Dans l'Ouest [Texte Imprimé] : Évaluation, Impacts, Perceptions*. Espace et Territoires. Presses universitaires de Rennes, 2012.

Mwakalila, S., J. Feyen, and G. Wyseure. 'The Influence of Physical Catchment Properties on Baseflow in Semi-Arid Environments'. *Journal of Arid Environments* 52, no. 2 (1 January 2002): 245-245-58. <https://doi.org/10.1006/jare.2001.0947>.

P Clark, Martyn, David E Rupp, Ross Woods, Iija van Meerveld, Norman Peters, and J E. Freer. 'Consistency between Hydrological Models and Field Observations: Linking Processes at the Hillslope Scale to Hydrological Responses at the Watershed Scale'. *Hydrological Processes* 23 (15 January 2009): 311-19. <https://doi.org/10.1002/hyp.7154>.

P. W. Bogaart, Y. van der Velde, S. W. Lyon, and S. C. Dekker. 'Streamflow Recession Patterns Can Help Unravel the Role of Climate and Humans in Landscape Co-Evolution', 1 January 2016. <https://doi.org/10.5194/hess-20-1413-2016>.

Paniconi, Claudio, Peter Troch, E Emiel van Loon, and A.G.J. Hilberts. 'Hillslope-Storage Boussinesq Model for Subsurface Flow and Variable Source Areas along Complex Hillslopes: 2. Intercomparison with a Three-Dimensional Richards Equation Model'. *Water Resources Research* 39 (1 November 2003). <https://doi.org/10.1029/2002WR001730>.

Reddyvaraprasad, Chillara, Swagat Patnaik, and Basudev Biswal. 'Recession Flow Prediction in Gauged and Ungauged Basins by Just Considering Past Discharge Information 2'. *Hydrological Sciences Journal/Journal Des Sciences Hydrologiques*, 26 June 2019. <https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1643465>.

Roques, C, Olivier Bour, Luc Aquilina, Benoit Dewandel, Sarah Leray, Jean-Michel Schroëtter, Laurent Longuevergne, et al. 'Hydrological Behavior of a Deep Sub-Vertical Fault in Crystalline Basement and Relationships with Surrounding Reservoirs'. *Journal of Hydrology* 509 (13 February 2014): 42-54. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.023>.

Roques, C, David E. Rupp, and John Selker. 'Improved Streamflow Recession Parameter Estimation with Attention to Calculation of $-DQ/Dt$ '. *Advances in Water Resources* 108 (1 July 2017). <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.07.013>.

Sánchez-Murillo, Ricardo, Erin Brooks, William Elliot, E Gazel, and Jan Boll. 'Baseflow Recession Analysis in the Inland Pacific Northwest of the United States'. *Hydrogeology Journal* 23 (1 March 2014): 287-303. <https://doi.org/10.1007/s10040-014-1191-4>.

Santos, Ana Clara, Maria Portela, Andrea Rinaldo, and B Schaeffli. 'Estimation of Streamflow Recession Parameters: New Insights from an Analytic Streamflow Distribution Model'. *Hydrological Processes* 33 (4 March 2019). <https://doi.org/10.1002/hyp.13425>.

Smith, Rod W., and Virginia Water Resources Research Center. 'Rock Type and Minimum 7-Day/10-Year Flow in Virginia Streams', 1 January 1981. Edsbas.A3DC677C. BASE. <http://hdl.handle.net/10919/46553>.

Stoelzle, Michael, Kerstin Stahl, and Markus Weiler. 'Are Streamflow Recession Characteristics Really Characteristic?' *Hydrology and Earth System Sciences* 9 (19 September 2012): 10563–93. <https://doi.org/10.5194/hessd-9-10563-2012>.

Tague, Christina, and Gordon Grant. 'A Geological Framework for Interpreting the Low-Flow Regimes of Cascade Streams, Willamette River Basin, Oregon'. *Water Resources Research* 40 (1 April 2004). <https://doi.org/10.1029/2003wr002629>.

Troch, Peter, Emiel van Loon, and A.G.J. Hilberts. 'Analytical Solutions to a Hillslope-Storage Kinematic Wave Equation for Subsurface Flow'. *Advances in Water Resources* 25 (1 June 2002): 637–49. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(02\)00017-9](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(02)00017-9).

Turnadge, Chris, Dirk Mallants, and L Peeters. *Overview of Aquitard and Geological Fault Simulation Approaches in Regional Scale Assessments of Coal Seam Gas Extraction Impacts*, 2018.

Vogel, Richard, and Charles Kroll. 'Generalized Low-Flow Frequency Relationships for Ungaged Sites in Massachusetts'. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 26 (8 June 2007): 241–53. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1990.tb01367.x>.

Whitfield, P. H. *Hydrology-An Introduction*. Brutsaert, Wilfried. 2005. Vol. 32, 2007.

Witty, James H., Robert C. Graham, Kenneth R. Hubbert, James A. Doolittle, and Jonathan A. Wald. 'Contributions of Water Supply from the Weathered Bedrock Zone to Forest Soil Quality'. *Geoderma* 114, no. 3 (1 January 2003): 389–389–400. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(03\)00051-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(03)00051-X).

Wyns, Robert, Jean-Michel Baltassat, Patrick Lachassagne, Anatoly Legchenko, Jacques Vairon, and Francis Mathieu. 'Application of Proton Magnetic Resonance Soundings to Groundwater Reserve Mapping in Weathered Basement Rocks (Brittany, France)'. *Bulletin de La Société Géologique de France* 175, no. 1 (1 January 2004): 21–34. <https://doi.org/10.2113/175.1.21>.