



**HAL**  
open science

# Caractérisation des propriétés hydrodynamiques à l'échelle des bassins versants dans un contexte de milieux de socle cristallin pour l'étude des impacts du changement climatique sur les ressources en eau

Nicolas Cornette

► **To cite this version:**

Nicolas Cornette. Caractérisation des propriétés hydrodynamiques à l'échelle des bassins versants dans un contexte de milieux de socle cristallin pour l'étude des impacts du changement climatique sur les ressources en eau. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2022. Français. NNT : 2022REN1B078 . tel-04147196

**HAL Id: tel-04147196**

**<https://theses.hal.science/tel-04147196>**

Submitted on 30 Jun 2023

**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.

# THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE DE RENNES 1

ECOLE DOCTORALE N° 600

*Ecole doctorale Ecologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation*

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Environnement

Par

**Nicolas CORNETTE**

**Caractérisation des propriétés hydrodynamiques à l'échelle des bassins versants dans un contexte de milieux de socle cristallin pour l'étude des impacts du changement climatique sur les ressources en eau.**

**Thèse présentée et soutenue à Rennes, le 16/12/2022**

**Unité de recherche : UMR 6118 – Géosciences Rennes**

## **Rapporteurs avant soutenance :**

Jérôme Molénat  
John Molson

Directeur de recherche, INRAE à Montpellier (LISAH)  
Professeur titulaire, Université Laval à Québec City

## **Composition du Jury :**

Président : Olivier Bour

Professeur, CNRS (Géosciences Rennes)

Examineurs : Sarah Leray  
Claire Lauvernet  
Benoit Dewandel  
Jérôme Molénat  
John Molson  
Oliver Bour

Assistant Professor, Pontificia Universidad Católica à Santiago  
Chargée de recherche, INRAE à Villeurbanne (Unité RiverLy)  
Chercheur HDR, BRGM à Montpellier (DEPA/NRE)  
Directeur de recherche, INRAE à Montpellier (LISAH)  
Professeur titulaire, Université Laval à Québec City  
Professeur, CNRS (Géosciences Rennes)

Dir. de thèse : Jean-Raynald de Dreuzy  
Co-dir. de thèse : Alexandre Boisson

Directeur de recherche, CNRS (Géosciences Rennes)  
Ingénieur Hydrogéologue, BRGM à Rennes









# Remerciements

---

Tout d'abord, je tiens à remercier mes encadrants **Jean-Raynald de Dreuzy, Alexandre Boisson** et **Clément Roques** pour leur accompagnement, leur soutien et la confiance qu'ils m'ont accordée durant cette thèse. Jean-Raynald, merci de m'avoir transmis une expertise scientifique de haut niveau. J'ai beaucoup appris à tes côtés et je suis toujours impressionné par l'aisance dont tu fais preuve par ton éloquence et ton savoir. Tu as également été présent lorsque j'ai pu rencontrer des difficultés. Alexandre, merci d'être toujours de bon conseil et de ta disponibilité sans faille à tout moment. Tu arrives toujours à mettre le doigt sur ce qui peut me bloquer et tu proposes des solutions en conséquence. J'apprécie particulièrement nos différents échanges lorsque je passe au BRGM. Clément, je te suis reconnaissant pour tes connaissances sur les sujets scientifiques relatifs à ma thèse mais aussi pour ton accessibilité et ta perception de la recherche qui m'ont aidé à relativiser énormément de choses.

Je tiens également à remercier les financeurs de ma thèse; le BRGM et la région Bretagne. Merci à **Béatrice, Bruno, Flora, Florian, Geoffrey, Jean-Michel, Mélanie, Pauline, Sylvestre** ainsi que les stagiaires pour leur bonne humeur qui a fait du BRGM un lieu dans lequel j'avais toujours du plaisir à me rendre. Merci également aux personnes du Creseb qui m'ont accompagné et mis en relation avec les gestionnaires des bassins versants en Bretagne, **Guillaume Pajot, Josette Launay, Elodie Bardon** et **Romain Pansard**. Grâce à eux, la portée de mes travaux a pu s'élargir au-delà du cadre scientifique, ce qui me paraissait essentiel.

Pour leurs connaissances sur le modèle hs1D, je tiens à remercier **Quentin Courtois** et **Jean Marçais**. Quentin a consacré énormément de son temps à la fin de sa thèse à me former à l'utilisation du logiciel. Une fois sa thèse terminée, il a toujours répondu présent pour m'aiguiller lorsque j'en éprouvais le besoin. Jean a également joué un rôle clé en m'aidant à mieux appréhender les processus du modèle. Je remercie aussi **Florence Habets, Simon Munier** ainsi que la communauté AquifR pour leur aide concernant l'exploitation des données climatiques.

Un grand merci à l'ensemble de l'équipe de Géosciences Rennes. Mention spéciale aux doctorants que j'ai côtoyés ces trois dernières années: **Alexandre C., Alexandre G., Aurélie, Bastien**, les **frères Bernard, Behzad, Camille, Diane, Etienne, Jan, Justine, Ivan, Luca, Mara**, les **deux Martin, Mathilde, Maxime, Meruyert, Muqet, Nicolas M., Quentin, Rémi, Salomé, Virginie**, ... et tous ceux que j'ai pu rencontrer, tant la liste est longue.

Un énorme merci à mes fidèles acolytes **Elias, Lucas** et **Ronan** ! Je garderai énormément de bons souvenirs des moments passés avec vous. Votre bonne humeur et votre humour ont été essentiels pour décompresser... autour d'une bonne bière ! Mais également lors de

parties de pétanque ou de Molky, de courses d'obstacles en slip Borat, de soirées de jeux de société, et lors de bien d'autres moments.

Evidemment, j'ai une pensée particulière pour **ma famille et ma belle-famille** qui ont toujours su m'épauler et m'offrir des moments pour me ressourcer. Je remercie également mes potos du Nord: **Alicia, Audrey, Guillaume, Julien, Kévin, Louis, Tanguy**, ... mais aussi **Laura, Dany, Robin... et tous les autres** qui se reconnaîtront.

Je termine en remerciant du fond du cœur **Claire** qui a été incroyable, qui m'a soutenu, qui m'a reboosté quand j'en avais besoin et qui m'a aidé dans les relectures de ce manuscrit. Sa présence a été précieuse, je lui en suis infiniment reconnaissant !

# Résumé

---

La prédiction de l'impact des changements climatiques sur les ressources en eau se confronte aux défis de la modélisation des précipitations et de leur répartition dans des flux d'évapotranspiration, de ruissellement et d'infiltration. Cette partition est fortement contrôlée par les capacités de transfert des milieux souterrains, d'autant plus lorsque les interactions entre la nappe et la surface sont importantes, comme c'est le cas dans les milieux de socle cristallin. Pour de faibles conductivités hydrauliques, la nappe intersecte rapidement à la surface générant des écoulements rapides peu favorables à la recharge des aquifères. Pour de plus fortes conductivités, l'infiltration réduit le ruissellement direct de surface ce qui alimente la ressource souterraine. L'enjeu est la très forte hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques dans les zones cristallines, qui remet en cause une extrapolation directe des propriétés obtenues par des essais hydrauliques à des zones de plusieurs dizaines de km<sup>2</sup>.

Cette thèse vise par conséquent à proposer une approche méthodologique permettant d'estimer les propriétés hydrodynamiques des bassins versants de socle cristallin et à comprendre comment les structures lithologiques conditionnent leur répartition à l'échelle régionale. Pour cela, nous avons estimé les propriétés hydrodynamiques de 79 bassins versants en Bretagne à partir de l'analyse des séries temporelles de débits. La variabilité spatiale et temporelle des processus est intégrée à partir d'un modèle à deux versants équivalents aux propriétés hydrodynamiques différentes. Les résultats de calibration montrent une corrélation partielle de la conductivité hydraulique avec la lithologie qui permet d'étendre les propriétés hydrodynamiques à des bassins versants non jaugés, de contraindre les modèles hydrogéologiques, d'évaluer l'impact d'épisodes de sécheresse plus intenses sur les aquifères, et, in fine, de discuter du rôle de l'hétérogénéité comme facteur de résilience dans le contexte du changement climatique.

# Abstract

---

Predicting the impact of climate change on water resources confronts the challenges of modelling precipitation and its distribution in evapotranspiration, runoff and infiltration fluxes. This partitioning is strongly impacted by the transfer capacities of the subsurface environments, even more when the interactions between the water table and the surface are important, as it is the case in crystalline basement environments. For low hydraulic conductivities, the water table intersects the surface rapidly, generating quick flows that are not conducive to aquifer recharge. For higher conductivities, infiltration reduces direct surface runoff, which feeds the groundwater. The issue is the strong heterogeneity of hydrodynamic properties in crystalline zones, which calls into question a direct extrapolation of properties obtained by hydraulic tests to areas of several tens of km<sup>2</sup>.

This thesis therefore aims to propose a methodological approach to estimate the hydrodynamic properties of crystalline basement catchments and to understand how lithological structures condition their distribution on a regional scale. For this purpose, we estimated the hydrodynamic properties of 79 catchments in Brittany from the analysis of streamflow timeseries. The spatial and temporal variability of the processes is integrated from a model with two equivalent catchments with different hydrodynamic properties. Calibration results show a partial correlation of hydraulic conductivity with lithology, which allows to extend hydrodynamic properties to ungauged catchments, to constrain hydrogeological models, to evaluate the impact of more intense drought events on aquifers, and, finally, to discuss the role of heterogeneity as a resilience factor in the context of climate change.

# Table des matières

---

Remerciements	i
Résumé	iii
Abstract	iv
Table des matières	v
<b>Chapitre I. Introduction</b>	<b>1</b>
I.1. Les aquifères de socle cristallin	2
I.1.1. Les roches cristallines	2
I.1.2. Propriétés hydrodynamiques	2
I.1.3. Hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques	3
I.1.4. Modèle conceptuel des aquifères de socle cristallin	6
I.1.5. Régionalisation des propriétés hydrodynamiques	7
I.2. Evolution de la ressource en eau dans les milieux de socle cristallin	8
I.2.1. Impacts des changements climatiques sur la ressource en eau	9
I.2.2. Modélisation des aquifères de socle	11
I.3. Démarche de la thèse	16
<b>Chapitre II. Méthodes d'analyse des débits: Application à l'échelle de la Bretagne</b>	<b>19</b>
II.1. L'hydrologie des bassins versants	20
II.1.1. Contexte hydroclimatique de la Bretagne	20
II.1.2. Conséquences des événements climatiques sur la ressource en eau	23
II.1.3. Application aux bassins versants de l'Arguenon et du Nançon	24
II.2. Analyse des récessions	26
II.2.1. Signal à l'échelle de la saison	27
II.2.2. Signal à l'échelle de la récession	28
II.3. Analyse des chroniques hydrologiques à partir d'un modèle	31
II.3.1. Description du modèle hs1D	32
II.3.2. Approche de modélisation utilisée dans le cadre de la thèse	37
<b>Chapitre III. Estimation des propriétés hydrodynamiques : Application aux bassins versants de l'Arguenon et du Nançon</b>	<b>39</b>
III.1. Introduction	40
III.2. Hillslope-scale exploration of the relative contribution of base flow, seepage flow and overland flow to streamflow dynamics	40
III.2.1. Résumé de l'article	40
III.2.2. Article	41
III.2.3. Conclusion de l'article	69
III.3. Travaux complémentaires	69
III.3.1. Calibration des paramètres d'un modèle à un versant équivalent	69

III.3.2. Variations de stock dans le modèle à deux versants équivalents _____	75
III.4. Conclusion et perspectives _____	77
<b>Chapitre IV. Vers une régionalisation des propriétés hydrodynamiques _____</b>	<b>79</b>
IV.1. Introduction _____	80
IV.2. Description des données _____	80
IV.2.1. Chroniques hydrologiques _____	81
IV.2.2. Carte géologique de la France au millionième _____	82
IV.2.3. Données de forage _____	83
IV.3. Méthodologie _____	85
IV.3.1. Extraction des paramètres hydrauliques _____	85
IV.3.2. Composition lithologique des bassins versants _____	85
IV.4. Résultats _____	88
IV.4.1. Corrélation des propriétés hydrodynamiques avec la lithologie _____	88
IV.4.2. Variabilité spatiale des paramètres _____	94
IV.4.3. Evolution de la conductivité hydraulique avec l'échelle _____	96
IV.5. Conclusion _____	98
<b>Chapitre V. Impact du changement climatique sur la ressource en eau _____</b>	<b>101</b>
V.1. Introduction _____	102
V.2. Matériels et Méthodes _____	102
V.2.1. Forçages hydro-climatiques _____	102
V.2.2. Indicateurs de l'évolution des étiages _____	107
V.3. Résultats _____	108
V.3.1. Capacité du modèle IPSL à reproduire la période historique _____	108
V.3.2. Effet des propriétés hydrodynamiques sur la modulation des événements climatiques extrêmes _____	109
V.4. Discussion _____	114
V.4.1. Influence de l'hétérogénéité sur les projections hydrologiques _____	114
V.4.2. Rôle des milieux souterrains à filtrer les événements climatiques _____	114
V.4.3. Incertitudes sur les projections hydrologiques _____	115
V.5. Conclusion et perspectives _____	115
<b>Chapitre VI. Conclusion et perspectives _____</b>	<b>117</b>
VI.1. Conclusion générale _____	117
VI.2. Perspectives de la thèse _____	119
VI.2.1. Perspective scientifique _____	119
VI.2.2. Perspective opérationnelle _____	120
<b>Bibliographie _____</b>	<b>123</b>
<b>Liste des figures _____</b>	<b>143</b>
<b>Liste des tableaux _____</b>	<b>152</b>
<b>Chapitre VII. Annexes _____</b>	<b>153</b>

Annexe 1 - Liste des stations hydrologiques utilisées dans la thèse	153
Annexe 2 – Paramètres hydrodynamiques médians estimés	155
Annexe 3 – Composition lithologique des bassins versants	157
Annexe 4 – Cartes d’exploration des paramètres hydrauliques	159
Annexe 5 – Cartographie des perméabilités mesurées en forage	173
Annexe 6 – Analyse en composantes principales (ACP)	174
Annexe 7 - Evolution du $Q_{50}$ mensuel	177
Annexe 8 - Trame scientifique du projet CYDRE	178





## Chapitre I. Introduction

I.1.	Les aquifères de socle cristallin	2
I.1.1.	Les roches cristallines	2
I.1.2.	Propriétés hydrodynamiques	2
I.1.3.	Hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques	3
I.1.4.	Modèle conceptuel des aquifères de socle cristallin	6
I.1.5.	Régionalisation des propriétés hydrodynamiques	7
I.2.	Evolution de la ressource en eau dans les milieux de socle cristallin	8
I.2.1.	Impacts des changements climatiques sur la ressource en eau	9
I.2.1.1.	Evolution du climat	9
I.2.1.2.	Connaissance des propriétés hydrodynamiques des aquifères	11
I.2.1.3.	Synthèse	11
I.2.2.	Modélisation des aquifères de socle	11
I.2.2.1.	Structure des circulations	12
I.2.2.2.	Modèles d'écoulement	13
I.3.	Démarche de la thèse	16

## I.1. Les aquifères de socle cristallin

### I.1.1. Les roches cristallines

Les formations de socle cristallin sont des structures géologiques constituées de roches plutoniques (issues du refroidissement lent d'un magma, e.g., granite, gabbro, diorite, etc..) et de roches métamorphiques (issues de la modification d'une roche dans des conditions de pression et de température différentes des conditions dans lesquelles elle s'est formée, e.g., schiste, micaschiste, gneiss, etc..). Ces formations sont anciennes et se sont développées au cours des différents cycles orogéniques, principalement pendant les ères géologiques du Précambrien et du Paléozoïque.

On estime la proportion des formations de socle cristallin à environ 20% de la surface continentale (**Figure I.1**). On les retrouve au nord-est de l'Amérique du Nord (Boutt et al., 2010; DesRoches et al., 2014; Paillet, 1998), en Australie (Banks et al., 2009), en Inde (Boisson et al., 2014, 2015; Dewandel et al., 2006; Guihéneuf et al., 2014; Maréchal et al., 2004), dans de nombreux pays d'Afrique (Chilton and Foster, 1995; Courtois et al., 2010; Howard et al., 1992; Wright, 1992), en Chine (Jiao et al., 2005), et en Europe, dans les pays scandinaves (Banwart et al., 1994) ou encore en France, principalement dans le Massif armoricain (Kolbe et al., 2016; Le Borgne et al., 2006; Leray et al., 2013; Roques et al., 2016; Wyns et al., 2004).



Figure I.1. Localisation des roches cristallines à l'échelle continentale (figure extraite de Singhal and Gupta, 1999).

### I.1.2. Propriétés hydrodynamiques

L'hydrogéologie étudie la distribution et la circulation de l'eau dans les roches des milieux souterrains. La capacité d'une roche à contenir de l'eau, à partir de la présence d'espaces « vides », est appelée porosité. La perméabilité définit l'aptitude des roches à transférer cette eau sous l'effet d'une pression, que l'on appelle gradient hydraulique. On caractérise ainsi le potentiel des roches en eau à partir des propriétés hydrodynamiques (e.g.,

perméabilité, porosité). La connaissance de ces propriétés est nécessaire pour plusieurs applications comme, par exemple, la caractérisation des flux d'eau dans les aquifères ou encore pour le transport des contaminants.

Les roches cristallines sont considérées comme des roches dures (*hard rocks* en anglais). Cela signifie que leurs propriétés hydrodynamiques primaires sont très peu développées et que l'eau ne peut circuler (Singhal and Gupta, 1999). Le stockage et la circulation de l'eau dans les roches cristallines n'est possible que lorsque des processus physico-chimiques ont modifié la roche en créant des espaces vides et une connectivité entre ces espaces, ce qui procure à la roche des propriétés hydrodynamiques secondaires (exemple : fracturation de la roche, **Figure I.2**). Parmi ces processus à l'origine du développement des propriétés secondaires, nous pouvons citer les activités tectoniques (Bense et al., 2013), l'érosion (Martel, 2006), l'altération des minéraux (Acworth, 1987) ou encore la décompression des roches (Taylor and Howard, 2000).



Figure I.2. Illustration de quelques exemples de fractures dans les roches cristallines (photos extraites de Lachassagne et al., 2021)

### I.1.3. Hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques

Les propriétés hydrodynamiques se mesurent en laboratoire ou sur le terrain à travers la réalisation d'un essai de pompage d'un forage. Ces mesures ont montré une hétérogénéité importante des propriétés hydrodynamiques. Celle-ci s'explique par la diversité des fractures et des discontinuités géologiques, issue des processus évoqués dans la section précédente. L'hétérogénéité est visible à la fois latéralement et verticalement et peut varier

sur 12 ordres de grandeur pour certains paramètres, comme la conductivité hydraulique (Clauser, 1992; Hsieh, 1998).

L'hétérogénéité verticale des propriétés résulte de la stratification des processus d'altération et de fracturation (Dewandel et al., 2006; Wyns et al., 2004) et de la diminution de la densité des fissures selon la profondeur (**Figure I.3**) (Chilton and Foster, 1995; Dewandel et al., 2006). Par exemple, dans une étude menée dans l'est du Massachusetts (Etats-Unis), Boutt et al. (2010) ont identifié que seules 2.5% des fractures étaient actives et connectées. La connectivité des fractures est dépendante de la densité des fissures et décroît par conséquent avec la profondeur, suggérant des circulations peu profondes, proches de la surface. On s'attend alors à ce que les propriétés hydrodynamiques soient de moins en moins développées en fonction de la profondeur (Achtziger-Zupančič et al., 2017; Boisson et al., 2015; Ingebritsen and Manning, 1999).

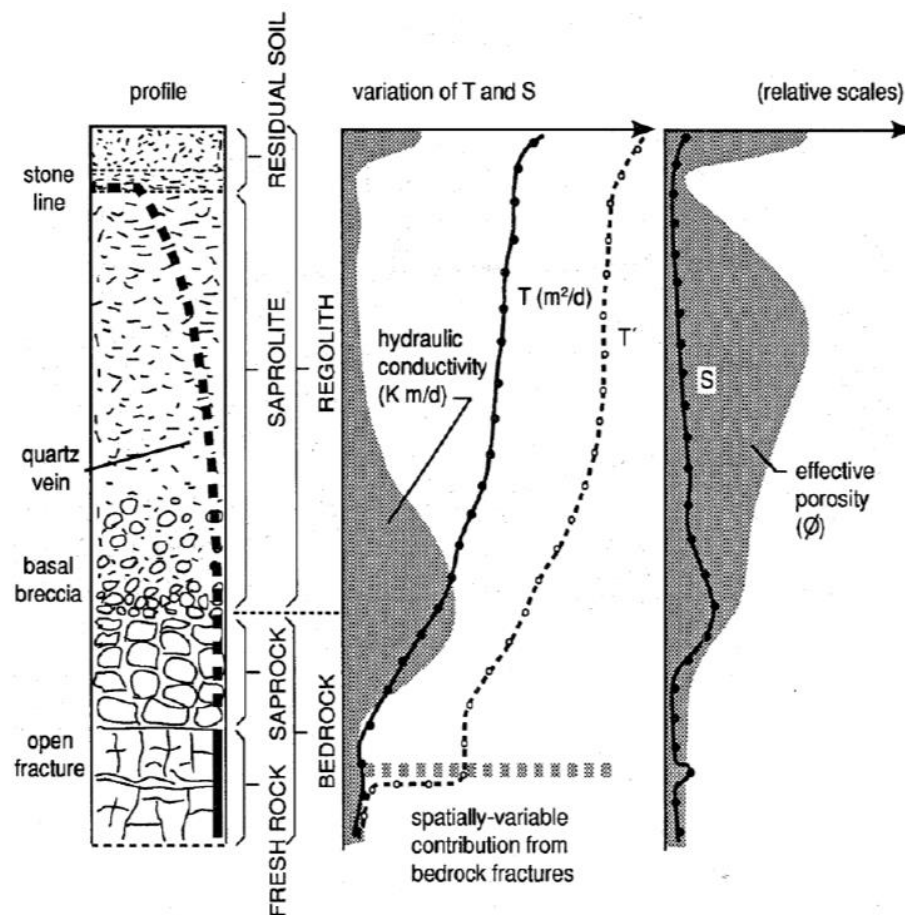


Figure I.3. Evolution des propriétés hydrodynamiques (conductivité hydraulique  $K$  [m/d]; transmissivité  $T$  [ $m^2/d$ ]; et porosité effective  $\varnothing$  [-]) selon la profondeur d'après Chilton and Foster (1995).

De plus, l'hétérogénéité peut s'exprimer latéralement en fonction des lithologies, des structures géomorphologiques ou bien de la présence même de différentes fractures inégalement distribuées au sein d'un territoire (Dewandel et al., 2017). La composition minéralogique des roches est par exemple un facteur déterminant de l'altération et peut

induire une fracturation (Lachassagne et al., 2011). L'hétérogénéité est également dépendante de l'échelle de détermination des propriétés hydrodynamiques (**Figure I.4**) (Clauser, 1992; Hsieh, 1998). Par exemple, la valeur de la conductivité hydraulique augmente avec l'échelle. A des échelles locales (< 1km<sup>2</sup>), l'hétérogénéité des perméabilités est importante, avec des variations sur 5 à 10 ordres de grandeur. Lorsque les perméabilités sont estimées avec des modèles numériques, à une échelle régionale (> 1km<sup>2</sup>), l'hétérogénéité est légèrement moins importante et l'évolution des perméabilités avec l'échelle de détermination ne donne plus de tendance bien définie. Une des explications proposées est la probabilité plus importante de capter des fractures connectées à mesure que l'échelle s'élargit (Hsieh, 1998). L'utilisation d'une propriété hydrodynamique mesurée localement à une échelle régionale est donc associée à des biais de changement d'échelle. La perméabilité estimée par un essai de pompage d'un forage pourrait ne pas être représentative d'une entité plus large, comme celle du bassin versant. Lorsque l'on considère une propriété hydrodynamique à une échelle régionale, on peut supposer que l'extension spatiale du système englobe, dans une certaine mesure, l'hétérogénéité.

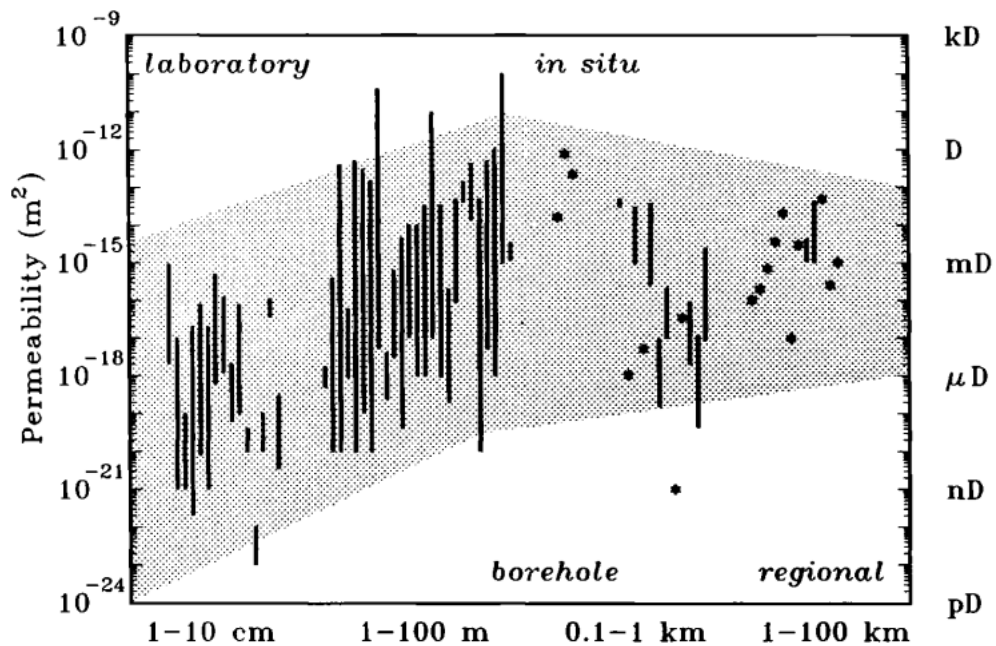


Figure I.4. Perméabilité des roches cristallines et effets d'échelle. Les échelles considérées sont celles du laboratoire (1-10 cm), du puits de forage (1-100 m) et régionale (1-100 km) (Clauser, 1992)

Les propriétés hydrodynamiques des roches cristallines sont donc fortement variables spatialement et font l'objet de nombreuses études, dans l'optique d'en établir une cartographie à l'échelle régionale (Courtois et al., 2010; Dewandel et al., 2012, 2021). Les processus d'altération et de fracturation de la roche peuvent parfois même être liés entre eux. L'altération peut être favorisée dans les zones de fracturation, liée au passage préférentiel de l'eau (Acworth, 1987), et la fracturation peut être induite par des minéraux comme la biotite qui, lorsqu'elle est altérée, gonfle et fracture la roche (Lachassagne et al.,

2011). Il a été observé que l'altération des minéraux est, dans de nombreux cas, le principal facteur de fracturation de la roche dans les horizons de subsurface (Dewandel et al., 2006; Lachassagne et al., 2011; Maréchal et al., 2004). Ce sont dans les horizons altérés de subsurface que l'on retrouve la majorité des aquifères des milieux de socle cristallin. Dans une moindre mesure, il existe également des systèmes plus profonds, principalement liés aux activités tectoniques, pour lesquels une minorité de cas locaux est concerné.

Un modèle conceptuel des aquifères de socle cristallin a donc émergé par la représentation d'un profil d'altération stratiforme composé des horizons altérés et fracturés, différenciés selon les propriétés hydrodynamiques de ces horizons (Wyns et al., 2004).

#### I.1.4. Modèle conceptuel des aquifères de socle cristallin

La structure des aquifères de socle cristallin est représentée conceptuellement à partir d'un profil stratiforme d'altération. Les différents horizons de ce profil sont différenciés selon leurs propriétés hydrodynamiques. On observe, ainsi, du haut en bas du profil, les altérites (ou saprolite), un horizon fissuré et le socle cristallin (**Figure I.5**) (Dewandel et al., 2006; Maréchal et al., 2004; Taylor and Howard, 2000; Wyns et al., 2004).

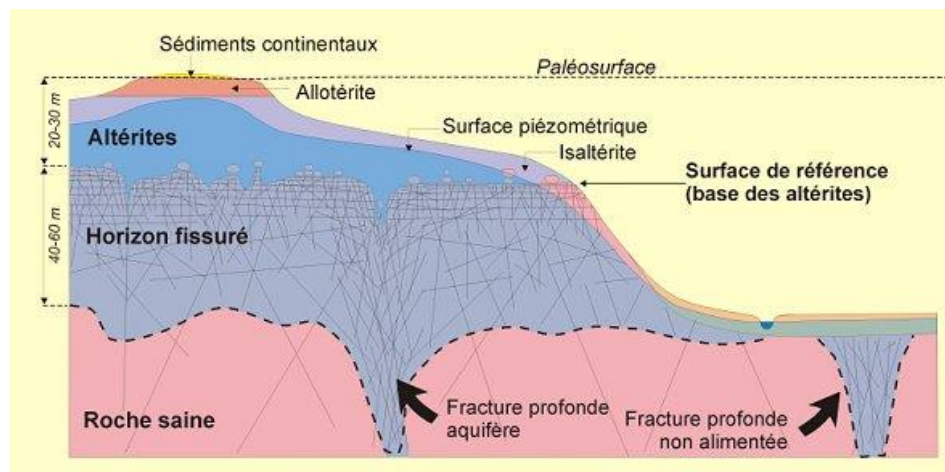


Figure I.5. Profil stratiforme d'altération des aquifères de socle cristallin (Wyns et al., 2004).

- **Les altérites** sont issues de l'altération des minéraux de la roche cristalline et constituent les premiers mètres à dizaines de mètres d'épaisseur du profil. Le degré d'altération est fonction de l'historique climatique, de la minéralisation ou encore de l'état de fracturation de la roche (Anderson and Anderson, 2010). Riches en argile, les altérites ont une porosité relativement élevée, entre 5 et 30%, et une faible conductivité hydraulique, autour des  $10^{-6}$  m/s. Cet horizon assure alors la fonction capacitive des aquifères en stockant l'eau sous forme de réservoirs (Acworth, 1987; Dewandel et al., 2006).
- **L'horizon fissuré** est issu principalement du processus d'altération des minéraux (Dewandel et al., 2006; Lachassagne et al., 2011; Maréchal et al., 2004). Les biotites sont à l'origine de réseaux de fissures lorsque les minéraux, par leur gonflement, peuvent induire des fractures dans la roche à certains endroits (Lachassagne et al.,



2011). Dans les premiers mètres de cet horizon, au contact des altérites, les fractures sont d'orientation subhorizontale et présentent une densité de fractures importante. La densité de fractures diminue ensuite avec la profondeur car les processus de fracturation ne sont plus les mêmes (Boutt et al., 2010; Dewandel et al., 2006). Cette décroissance avec la profondeur a pour conséquence une variabilité et une anisotropie des propriétés hydrodynamiques sur le plan vertical (Boisson et al., 2015; Chilton and Foster, 1995; Howard et al., 1992). Contrairement aux altérites, l'horizon fissuré est globalement conducteur, avec une conductivité hydraulique autour des  $10^{-5}$  m/s, mais est peu capacitif. Il assure donc la circulation des eaux souterraines (Dewandel et al., 2006).

- **Le socle cristallin (ou la roche saine)** est considéré comme imperméable dans la majorité des situations. Des discontinuités géologiques peuvent exister avec la présence de failles profondes issues des activités tectoniques, favorisant des écoulements régionaux.

La conceptualisation des aquifères de socle en aquifères stratiformes est une avancée majeure car elle permet d'identifier une structure des écoulements et ouvre des perspectives pour la régionalisation des propriétés hydrodynamiques (Courtois et al., 2010; Dewandel et al., 2012, 2021).

### I.1.5. Régionalisation des propriétés hydrodynamiques

Pour appréhender l'hétérogénéité des aquifères de socle cristallin à large échelle, une régionalisation des propriétés hydrodynamiques est nécessaire. La régionalisation est une technique permettant de transférer l'information d'un bassin versant à un autre (Blöschl and Sivapalan, 1995). Razavi and Coulibaly (2013) ont synthétisé les différentes méthodes de régionalisation appliquées à la prédiction des débits aux stations non jaugées (Prediction Ungauged basins). L'hypothèse principale de ces techniques est que les caractéristiques du paysage des bassins versants telles que le climat, la géologie, la topographie ou encore l'occupation du sol produisent en général, dans des régions similaires, un comportement hydrologique relativement équivalent (Smakhtin, 2001).

Les techniques de régionalisation ont généralement été utilisées dans une optique de caractérisation de la ressource en eau, principalement par des modèles pluie-débit conceptuels simplifiant la représentation du milieu souterrain. Parmi ces études, beaucoup prennent en compte la topographie comme attribut de régionalisation (e.g., Buttle and Eimers, 2009; Kokkonen et al., 2003; Merz and Blöschl, 2004; Post and Jakeman, 1999; Young, 2006), certaines l'occupation du sol (e.g., Cheng et al., 2006; Heuvelmans et al., 2006; Sefton and Howarth, 1998) et très peu la géologie (e.g., Merz and Blöschl, 2004; Mohamoud, 2008).

Quelques études se sont intéressées à la régionalisation des propriétés hydrodynamiques, principalement sur des aquifères alluviaux et sédimentaires (e.g., Ahmed and de Marsily, 1987; de Marsily et al., 1984). D'autres ont régionalisé les propriétés hydrauliques des



aquifères de socle cristallin, en utilisant des mesures effectuées à partir d'essais de pompage (Dewandel et al., 2012; Razack and Lasm, 2006). Dans leur étude, Dewandel et al. (2012) ont montré qu'une régionalisation uniquement basée sur les conductivités hydrauliques estimées par les essais de pompage n'était pas suffisante. En effet, la densité des mesures n'était pas assez importante étant donné l'hétérogénéité des aquifères cristallins. De plus, cette échelle d'étude crée un biais potentiel d'échantillonnage sur la surestimation des propriétés s'il s'agit des zones les plus productives du territoire (Hsieh, 1998). Une approche alternative a également été proposée sur l'utilisation des variations de nappes induites par l'exploitation des puits pour régionaliser les propriétés hydrodynamiques des aquifères (Dewandel et al., 2021, 2017). Cette méthode est particulièrement adaptée aux régions où les puits sont surexploités, avec une bonne connaissance de la géométrie des aquifères. Les conclusions de ces études suggèrent l'utilisation de plusieurs conductivités hydrauliques dans la modélisation des aquifères de socle cristallin pour considérer l'hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques.

A large échelle, dans le Global Hydrogeology MaPS (GLHYMPS), les conductivités hydrauliques ont été compilées en fonction des unités lithologiques principales pour contraindre les modèles hydrogéologiques (Gleeson et al., 2011, 2014). Cette cartographie permet également de donner un ordre de grandeur sur les propriétés hydrodynamiques dans les régions avec peu de données et pour les stations non jaugées. Elle a principalement pour objectif d'être utilisée dans les modèles globaux (Gleeson et al., 2011). Cependant, si cette cartographie de la conductivité hydraulique simplifie la paramétrisation des modèles numériques à large échelle, elle n'est pas suffisante pour contraindre les paramètres à une échelle plus locale comme celle du versant ou du bassin versant (ordre de quelques centaines de km<sup>2</sup>). En effet, dans GLHYMPS, les roches cristallines sont considérées comme une seule entité lithologique très peu perméable. A une échelle plus locale, il a été montré que les perméabilités pouvaient être plus élevées (Clauser, 1992; Hsieh, 1998). Une caractérisation des propriétés hydrodynamiques à une échelle intermédiaire entre l'échelle de site (i.e., les essais de pompage) et l'échelle régionale est nécessaire.

A l'échelle du bassin versant (plusieurs centaines de km<sup>2</sup>), la conductivité hydraulique peut être estimée à travers une analyse de récession ou à travers la calibration de modèles numériques. Ces méthodes sont basées sur l'interprétation des chroniques hydrologiques à l'échelle du bassin versant, échelle d'intérêt pour les gestionnaires de la ressource en eau. Nous détaillons ces deux types d'approche dans le Chapitre II.

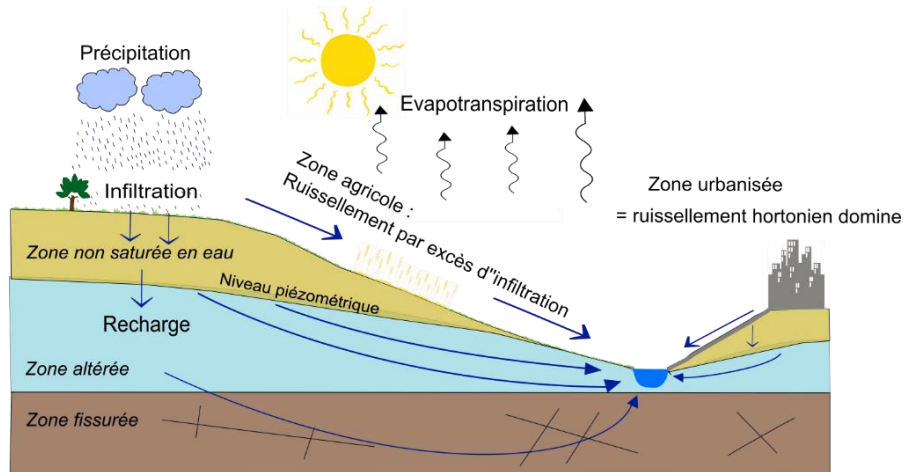
## **1.2. Evolution de la ressource en eau dans les milieux de socle cristallin**

La prédiction des ressources souterraines à l'échelle régionale dans les aquifères de socle est encore aujourd'hui un défi scientifique à cause de la forte hétérogénéité de ces milieux. La forte hétérogénéité complexifie la paramétrisation des modèles souterrains, lié à un manque de données observables disponibles, et induit par conséquent des incertitudes

sur la description des écoulements. Pourtant, ces ressources, bien que limitées, sont essentielles au soutien des débits des cours d'eau pendant les étiages ou pour l'alimentation en eau potable des villes. Par ailleurs, le développement de modèles numériques tenant compte des écoulements de subsurface est nécessaire pour identifier les facteurs de vulnérabilité de la ressource et pour prédire son évolution dans un contexte de changement climatique.

### I.2.1. Impacts des changements climatiques sur la ressource en eau

La ressource en eau est affectée par le changement climatique lors de la modification, dans l'espace et dans le temps, des flux intrinsèques aux différents compartiments du cycle de l'eau (Lehner et al., 2006; Liu et al., 2018; Riedel and Weber, 2020). Les débits des rivières sont dépendants du bilan hydrologique à travers la température (qui influence l'évapotranspiration) et les précipitations, qui déterminent la recharge des aquifères et le ruissellement alimentant les rivières (**Figure I.6**).



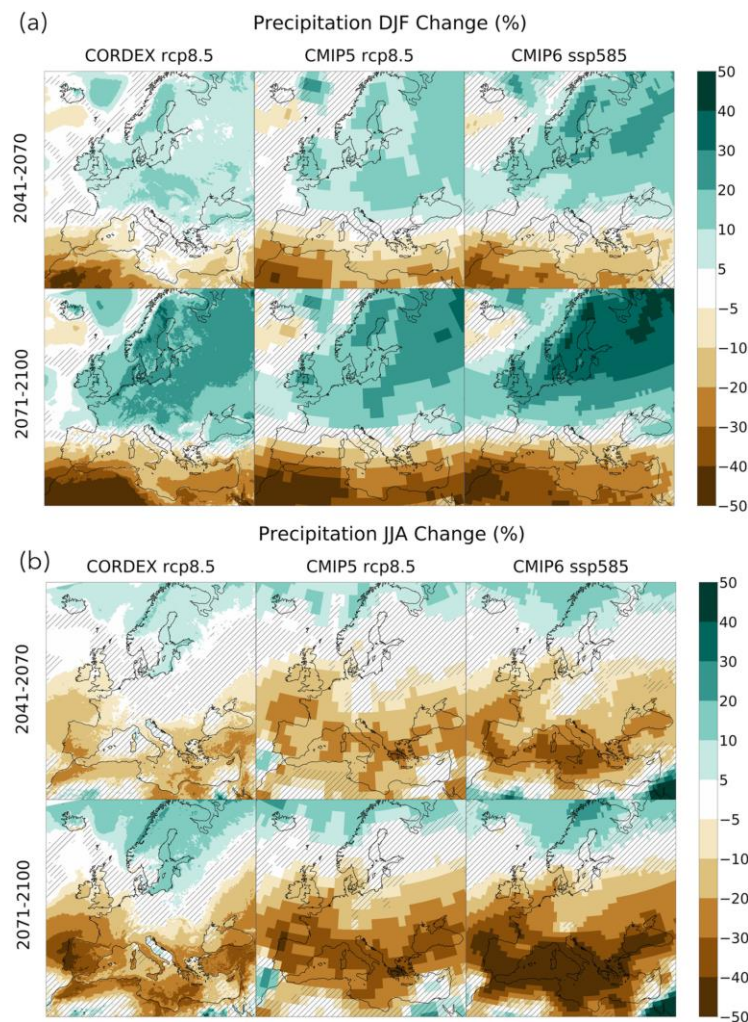
**Figure I.6.** Cycle de l'eau dans les milieux de socle cristallin. Les précipitations sont partitionnées en évapotranspiration (transpiration des plantes et évaporation du sol vers l'atmosphère), en ruissellement de surface et en infiltration qui recharge les aquifères.

La recharge des aquifères est encore peu quantifiée et son évolution est soumise à de fortes incertitudes sur l'évolution du climat et de l'occupation du sol. Le 4<sup>ème</sup> rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) a par ailleurs pointé un manque de connaissances important sur les conséquences du changement climatique sur la recharge des aquifères et sur l'évolution des eaux souterraines (Kundzewicz et al., 2007). En effet, beaucoup d'études prospectives s'intéressent à l'évolution des eaux de surface et moins aux eaux souterraines (Green et al., 2011; Kundzewicz and Döll, 2009; Taylor et al., 2013).

#### I.2.1.1. Evolution du climat

De nombreuses études d'impacts des changements climatiques sur la ressource en eau sont réalisées par les scientifiques. Si l'ensemble des modèles climatiques prédisent une

augmentation de la température à la surface du globe, il existe une plus grande variabilité sur la prévision des précipitations, notamment sur les extrêmes, ainsi qu'une disparité en fonction de la zone géographique (Colmet-Daage et al., 2018). Par exemple, en Europe, il est attendu une augmentation des précipitations en hiver, pour les pays les plus au Nord, tandis qu'une diminution des précipitations en été est plus probable pour la partie Sud bordant la Méditerranée (IPCC, 2021) (**Figure I.7**). De plus, la saisonnalité des événements de précipitations pourrait également être impactée, modifiant les régimes de débits des cours d'eau. En hiver, le nombre de jours de pluie pourrait diminuer au profit d'évènements plus intenses, moins favorables à la recharge des nappes (Trenberth, 2011). Cette disparité régionale est propre à accentuer la fréquence des événements hydrologiques extrêmes (inondations et sécheresses) (Lehner et al., 2006). A un niveau intermédiaire, entre ces deux zones, il existe de fortes incertitudes sur l'évolution des précipitations, donc sur la recharge des aquifères et *in fine* sur l'évolution des débits des rivières (Boé, 2013).



**Figure I.7.** Projections des précipitations moyennes saisonnières générées par 11 RCMs (Regional Climate Models) du projet EURO-CORDEX (première colonne), comparées avec les projections des modèles globaux des programmes CMIP5 (deuxième colonne) et CMIP6 (troisième colonne), à l'échelle de l'Europe a) pour les mois de décembre-janvier-février (DJF) et b) pour les mois de juin-juillet-août (JJA) (d'après Coppola et al., 2021). Les variations de précipitations

sont obtenues pour le scénario RCP8.5 et sont exprimées entre les périodes 1981-2010 et 2041-2070 (pour l'horizon moyen) et 2071-2100 (pour l'horizon lointain).

### **I.2.1.2. Connaissance des propriétés hydrodynamiques des aquifères**

Pour prédire l'évolution des débits des rivières, une connaissance du fonctionnement des aquifères et de ses propriétés hydrodynamiques (recharge, stock, décharge) est également nécessaire. Par exemple, la conductivité hydraulique est un facteur prédominant du contrôle des flux souterrains alimentant le débit des rivières. En période de sécheresse, les écoulements souterrains constituent parfois l'unique source d'alimentation des rivières (Mougin et al., 2008). La capacité de constitution de réserves de subsurface par les aquifères de socle, et de leur diffusion pendant les étiages, constitue un facteur de résilience des bassins versants face aux changements climatiques. Ces capacités sont déterminées par les propriétés hydrodynamiques des aquifères.

Cependant les données hydrauliques sont rarement disponibles à large échelle (à l'échelle du bassin versant ou à l'échelle régionale) et sont principalement disponibles à une échelle locale à travers des mesures de forage. Comme nous l'avons vu dans la première section de ce chapitre, les propriétés hydrodynamiques sont mesurées localement pour de l'exploitation d'ouvrage, impliquant une potentielle surestimation des propriétés hydrodynamiques. Leur forte hétérogénéité (horizontale, verticale et avec l'échelle de détermination) limite l'utilisation de ces propriétés à une échelle plus large car cela nécessite de connaître et quantifier les facteurs qui contrôlent leur variabilité spatiale. Des techniques ont été développées mais nécessitent soit une densité de mesure conséquente pour capter l'hétérogénéité, soit une connaissance fine du site d'étude, limitant l'utilisation aux territoires qui ne sont pas instrumentalisés.

### **I.2.1.3. Synthèse**

Dans ce contexte précis des milieux de socle cristallin en climat tempéré (incertitudes liées à l'évolution du climat, connaissances limitées des propriétés régionales des aquifères de socle, ressources essentielles mais limitées), quelles approches pouvons-nous utiliser pour anticiper les impacts des changements climatiques sur la ressource en eau ? Nous présentons dans la section suivante une revue synthétique des approches de modélisation existantes en indiquant leurs avantages et limites d'utilisation pour les aquifères de socle.

## **I.2.2. Modélisation des aquifères de socle**

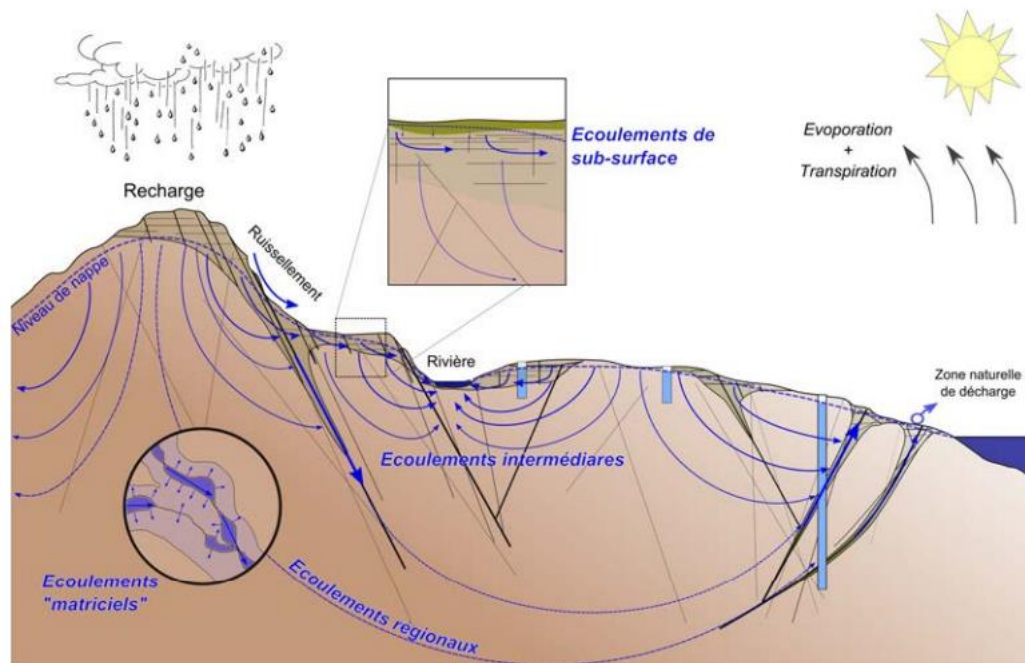
Au-delà de la paramétrisation des modèles, la forte hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques nécessite d'adapter les techniques de modélisation classiques en hydrogéologie aux spécificités locales, pour la description des écoulements des aquifères de socle. Cela nécessite de prendre en compte les structures de circulation mais aussi d'adapter les modèles pour pouvoir contraindre et actualiser les paramètres avec une disponibilité limitée des données.

### I.2.2.1. Structure des circulations

Nous présentons dans un premier temps les circulations profondes dans le socle cristallin puis, dans un second temps, les circulations de subsurface dans le profil d'altération.

#### Circulations profondes dans le socle cristallin

Les circulations profondes ont lieu au sein du socle et à travers les grandes fractures (**Figure I.8**). Ces circulations sont, par exemple, assez rares en Bretagne bien que leur forte productivité soit intéressante pour une exploitation d'ouvrage. Nous pouvons citer l'exemple de Ploemeur dans le Morbihan, site très étudié pour l'alimentation en eau potable de la ville. Ce site est situé à l'interface de deux structures lithologiques majeures, des granites et des micaschistes, et d'une faille verticale (Le Borgne et al., 2006; Leray et al., 2013; Roques, 2013).



**Figure I.8.** Structure des écoulements dans les milieux de socle cristallin d'après Roques (2013)

#### Circulations de subsurface dans les horizons altérés et fissurés

Le second cas de figure concerne les écoulements de subsurface dans les horizons altérés et fissurés (**Figure I.8**). La grande majorité des écoulements en Bretagne ont lieu en subsurface (proximité de la surface, dans les premiers mètres d'épaisseur). La proximité des écoulements avec la surface crée des conditions spécifiques de circulations superficielles. Ces conditions de proche subsurface ont des caractéristiques particulières. Premièrement, les écoulements sont fortement conditionnés par la topographie et peuvent même être exfiltrés à la surface avant de rejoindre le réseau hydrographique (Kolbe et al., 2016; Marçais et al., 2017). Si l'intersection de la nappe conditionne les bilans d'eau à l'exutoire du réseau hydrographique, le ruissellement par saturation peut devenir

un processus important sur l'évolution des débits, même en période d'étiage (Ala-aho et al., 2017). Deuxièmement, par leur proximité avec la surface en raison d'une zone non saturée faible et des volumes de stock limités, les ressources en eau des milieux cristallins sont vulnérables aux changements climatiques en ayant une capacité d'atténuation des variations limitée. Enfin, les écoulements sont principalement locaux et non régionaux, conditionnés par la structure des versants (Kolbe et al., 2016).

Contrairement aux aquifères régionaux sédimentaires, les aquifères de socle cristallin sont donc majoritairement discontinus et localisés, et sont dépendants du découpage de la région en de multiples petits bassins versants. La Bretagne, par exemple, compte plus de 40 bassins versants avec une superficie supérieure à 100 km<sup>2</sup>. Compte tenu de la faible profondeur des aquifères et du contrôle topographique des écoulements, on émet souvent l'hypothèse que les limites du bassin hydrogéologique correspondent aux limites du bassin hydrographique (Kolbe et al., 2016).

#### **1.2.2.2. Modèles d'écoulement**

Les modèles hydrogéologiques sont des outils numériques permettant de représenter de façon simplifiée les écoulements souterrains. Ils sont particulièrement utilisés pour des applications de prédiction ou pour comprendre le fonctionnement des aquifères. La modélisation des écoulements a été traitée à partir de différentes approches.

**1. Les modèles sont dits distribués ou maillés** s'ils considèrent une discrétisation spatiale des processus, de la topographie ou de la géologie. La modélisation est alors basée sur une description mécaniste des écoulements souterrains à partir des lois fondamentales de Darcy et de conservation de la masse. Ce type d'approche est particulièrement intéressant lorsque l'on souhaite considérer l'hétérogénéité du territoire selon la géologie, la topographie ou encore l'occupation du sol. On l'utilise beaucoup pour acquérir des connaissances sur le fonctionnement interne d'un aquifère, pour de la gestion de la ressource et pour effectuer des scénarios de modification des propriétés physiques. Par exemple, nous pouvons tester un scénario de changement d'occupation du sol sur la recharge des aquifères. De plus, les modèles distribués offrent l'avantage d'investiguer des processus complexes et difficilement observables sur le terrain, ainsi que de représenter explicitement les interactions surface-subsurface (Camporese et al., 2010).

Cependant, l'utilisation d'un modèle mécaniste distribué nécessite une connaissance fine du territoire et l'acquisition de données observées importantes pour contraindre les paramètres qui le composent. Ils sont par ailleurs souvent complexes, coûteux en temps de calcul et avec un nombre de paramètres conséquent et proportionnel à la résolution des mailles (Putti and Paniconi, 2004), amenant à des soucis de surparamétrisation (Beven, 1989). La calibration des paramètres par résolution d'un problème inverse est possible mais la surparamétrisation pose des questions sur la fiabilité des valeurs obtenues. Il peut exister plusieurs solutions possibles amenant à une équifinalité des paramètres (Beven, 2006). L'utilisation de modèles distribués à large échelle permet d'intégrer la dynamique des

processus physique et des données spatialisées tout en restant complexe car nécessitant des moyens numériques importants.

Il existe plusieurs logiciels dits distribués ou maillés dont Modflow (Harbaugh, 2005), MIKE SHE (DHI, 2007), CATHY (Camporese et al., 2010), HydroGeoSphere (Aquanty, 2016), ParFlow (Kollet and Maxwell, 2006), FEFLOW (Diersch, 2013) ou encore MARTHE (Thiéry, 2021a).

2. **Les modèles globaux** considèrent les processus physiques conceptuellement à partir de l'utilisation d'un ou plusieurs réservoirs interconnectés s'échangeant des flux. La conceptualisation du milieu souterrain dans cette approche intègre, implicitement, une signification physique au modèle à partir d'une fonction de stockage et d'une fonction de transfert. Les flux entre les différents compartiments peuvent être linéaires ou non linéaires, en série ou en parallèle. Les modèles globaux sont souvent utilisés pour des questions opérationnelles car ils requièrent peu de paramètres, donc peu de données observables, et ont un temps de calcul réduit. Leur facilité d'utilisation les rend souvent accessibles pour des acteurs non scientifiques tout en ayant la capacité d'être déployés régionalement. La prédiction des débits est un domaine souvent associé aux modèles globaux.

Cependant, la non prise en compte explicite des processus physiques, de la topographie et des lois fondamentales des écoulements limite la capacité des modèles globaux à estimer les propriétés hydrodynamiques à l'échelle régionale dans les aquifères de socle cristallin. Les circulations des milieux de socle sont fortement conditionnées par la topographie, et les capacités limitées de stockage doivent être prises en compte de manière explicite pour les études d'impacts du changement climatique. De plus, les paramètres ne sont pas physiques et nécessitent ainsi un recalage systématique sur les conditions climatiques de la période de calibration. Les paramètres ne sont pas non plus transférables spatialement. Ainsi, le contexte climatique prospectif induit des incertitudes sur la robustesse de la transférabilité de ces paramètres en utilisant les scénarios climatiques futurs. Enfin, dans cette thèse, nous cherchons à combler un manque de données régionales sur les propriétés hydrodynamiques des aquifères. Les modèles globaux ne nous permettent pas de caractériser directement un état de stockage, une conductivité hydraulique ou encore une diffusivité du milieu généralisables spatialement.

Parmi les modèles conceptuels régulièrement utilisés, nous pouvons citer par exemple les modèles GR4J (Perrin et al., 2003), HBV (Lindström et al., 1997), MORDOR (Garçon, 1996) ou encore GARDENIA (Thiéry, 2021b).

3. **Les modèles semi-distribués** sont une alternative aux deux approches précédentes. Ils répondent au besoin d'une description physique des écoulements et d'une représentation explicite de la dynamique des stocks souterrains dans le but de caractériser les propriétés hydrodynamiques des aquifères de socle. Cette catégorie de modèle répond également au besoin d'une approche parcimonieuse en réduisant le nombre de paramètres à contraindre, ce qui est cohérent avec la disponibilité des mesures observables, et est



nécessaire dans la généralisation d'une approche de calibration à l'échelle d'une région, comme la Bretagne.

Les modèles semi-distribués simplifient la dimensionnalité des modèles physiques maillés en représentant le milieu en plusieurs entités spatiales réduites, réduisant le nombre de données nécessaire pour contraindre les paramètres, tout en conservant la complexité et une variabilité des processus. Cette simplification de l'espace peut être réalisée à partir de similitudes topographiques (Beven and Kirkby, 1979) ou, par exemple, comme pour le modèle hillslope-storage Boussinesq (hsB), à partir d'une discrétisation 1D des versants (Paniconi et al., 2003; Troch et al., 2003). Ces approches ont été adaptées pour inclure une dynamique d'exfiltration de la nappe à la surface (Marçais et al., 2017).

Dans ce groupe de modèles semi-distribués, on peut citer par exemple les modèles TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979) et hillslope storage Boussinesq (hsB) (Paniconi et al., 2003; Troch et al., 2003) ou encore kinematic wave (KW) (Fan and Bras, 1998).



### I.3. Démarche de la thèse

Il existe peu d'informations régionales sur les propriétés hydrodynamiques des aquifères de socle cristallin. Leur forte hétérogénéité spatiale (horizontale et verticale) remet en question l'extension de propriétés obtenues par des essais hydrauliques à des zones de plusieurs dizaines ou centaines de km<sup>2</sup>. Nous cherchons une alternative pour caractériser les propriétés à l'échelle du bassin versant. Nous utilisons les chroniques hydrologiques en faisant l'hypothèse raisonnable pour des régions tempérées au relief modéré qu'elles sont fortement contrôlées par les propriétés des milieux souterrains. Nous étendons l'approche classique d'analyse des récessions à l'ensemble de la chronique en nous appuyant sur des modèles mécanistes permettant de prendre en compte l'interception de la nappe par la surface très courante dans des milieux peu perméables à faible pente en milieu tempéré.

Notre approche de modélisation semi-distribuée a pour premier objectif de filtrer l'influence du climat et de la géomorphologie pour se concentrer sur le déterminisme géologique des propriétés hydrodynamiques de l'échelle des bassins versants à l'échelle régionale. En s'appuyant sur cette première analyse, le deuxième objectif est d'extraire des chroniques hydrologiques les facteurs de vulnérabilité des bassins versants aux étiages et d'évaluer l'impact des changements climatiques sur l'évolution de la ressource à des échelles saisonnières et pluriannuelles.

Nous estimons les propriétés hydrodynamiques de 79 bassins versants en Bretagne à partir de l'analyse des séries temporelles de débits. La variabilité spatiale et temporelle des processus est intégrée à partir d'un modèle à deux versants équivalents aux propriétés hydrodynamiques différentes. Les propriétés calibrées sont alors mises en relation avec la lithologie des bassins versants dans une optique de régionalisation. Nous émettons l'hypothèse que les chroniques hydrologiques permettent d'extraire de l'information sur l'hétérogénéité des propriétés à partir de la diversité des comportements observés. Ces données à l'échelle des bassins versants couvrent une diversité lithologique représentative des structures régionales. Nous investiguons la force du déterminisme géologique des propriétés hydrodynamiques (conductivité hydraulique, porosité et diffusivité) à l'échelle régionale. L'existence d'un déterminisme fort de la géologie serait un atout majeur pour généraliser les propriétés hydrauliques à des bassins versants non jaugés, contraindre les modèles hydrogéologiques et, in fine, évaluer la résilience des aquifères lors des épisodes de sécheresse dans un contexte de changement climatique

Le manuscrit s'organise de la façon suivante :

- Le Chapitre II présente le contexte régional de la Bretagne, considérée comme zone d'étude dans cette thèse. Nous présentons les données disponibles et utilisées dans la suite du manuscrit ainsi que notre approche pour extraire des chroniques hydrologiques les propriétés hydrodynamiques des aquifères. Nous insérons également nos travaux préliminaires sur l'analyse des récessions qui a contribué à développer notre réflexion sur l'utilisation d'un modèle pour analyser les chroniques hydrologiques.
- Le Chapitre III décrit l'utilisation du modèle pour analyser les chroniques hydrologiques afin d'en extraire de l'information sur l'hétérogénéité des processus et les facteurs de vulnérabilité des bassins versants aux étiages. Pour cela, nous utilisons une approche basée sur un modèle à deux versants équivalents qui nous permet, avec parcimonie, de faire varier les propriétés hydrodynamiques, induisant une variabilité de processus. Ce chapitre représente la contribution principale de la thèse sous forme d'un article publié dans *Journal of Hydrology*. Nous ajoutons également les travaux complémentaires associés à l'article.
- Le Chapitre IV déploie l'approche présentée dans le chapitre précédent sur 79 bassins versants jaugés en Bretagne afin de relier les propriétés hydrodynamiques à la lithologie, dans une optique de régionalisation. Il vise à tester l'hypothèse selon laquelle la lithologie explique les facteurs de vulnérabilité des bassins versants aux étiages à l'échelle régionale. La perspective de ce travail est de contraindre les modèles régionaux selon la lithologie et de cartographier la résilience ou la vulnérabilité des bassins versants.
- Le Chapitre V s'intéresse à l'évolution des débits dans un contexte de changement climatique aux horizons 2050 et 2100. L'objectif est d'étudier l'effet des propriétés hydrodynamiques des bassins versants (à travers l'hétérogénéité) à moduler les effets du changement climatique. Dans un second temps, nous nous intéressons aussi à l'effet d'une variabilité des propriétés sur la prédiction des débits à partir de la comparaison des modèles à un et deux versants.
- Le Chapitre VII synthétise les principales conclusions de la thèse et présente les perspectives de la thèse. Nous commençons par discuter des perspectives scientifiques liées aux travaux précédents et nous poursuivons avec les perspectives opérationnelles en lien avec un projet avec la région Bretagne qui vise à transcrire les résultats de la thèse pour fournir aux acteurs publics de l'eau un outil de prédiction saisonnière des débits est intégré aux perspectives opérationnelles de la thèse.



## Chapitre II. Méthodes d'analyse des débits: Application à l'échelle de la Bretagne

II.1.	L'hydrologie des bassins versants _____	20
II.1.1.	Contexte hydroclimatique de la Bretagne _____	20
II.1.2.	Conséquences des événements climatiques sur la ressource en eau _____	23
II.1.3.	Application aux bassins versants de l'Arguenon et du Nançon _____	24
II.2.	Analyse des récessions _____	26
II.2.1.	Signal à l'échelle de la saison _____	27
II.2.2.	Signal à l'échelle de la récession _____	28
II.3.	Analyse des chroniques hydrologiques à partir d'un modèle _____	31
II.3.1.	Description du modèle hs1D _____	32
II.3.1.1.	Décomposition de l'échelle régionale à l'échelle des versants _____	33
II.3.1.2.	Modélisation des écoulements souterrains dans les versants _____	34
II.3.1.3.	Modélisation des écoulements superficiels _____	36
II.3.1.4.	Agrégation de l'échelle des versants à l'échelle régionale _____	36
II.3.2.	Approche de modélisation utilisée dans le cadre de la thèse _____	37
II.3.2.1.	Définition d'un versant équivalent _____	37
II.3.2.2.	Calibration des paramètres _____	38

Les hypothèses, formulées dans la section précédente, sont testées sur une région correspondant majoritairement à la Bretagne. Cette région contient des aquifères cristallins et un nombre conséquent de stations jaugées. La longévité des mesures de débits sur le territoire (plusieurs décennies) est intéressante pour l'analyse des chroniques hydrologiques. Nous présentons dans un premier temps le contexte régional de la ressource en eau en Bretagne et les problématiques liées à la prédiction des débits dans un contexte de changement climatique. Dans un second temps nous abordons la question du choix méthodologique pour analyser les débits de rivières. Nous introduisons une méthode basée sur l'analyse de la forme des récessions puis nous justifions le choix d'une méthode basée sur la modélisation des écoulements, utilisée dans le cadre de cette thèse pour extraire des chroniques hydrologiques de l'information sur les milieux souterrains.

## II.1.L'hydrologie des bassins versants

### II.1.1. Contexte hydroclimatique de la Bretagne

La géographie de la Bretagne est singulière, à l'interface d'un climat océanique et tempéré, ce qui favorise des variations spatiales du climat, notamment sur les cumuls annuels des précipitations (**Figure II.1**). Un gradient est-ouest est visible sur les précipitations avec des cumuls plus importants à l'ouest, sur la partie océanique (> à 1000mm/an), et des cumuls proches de la moyenne nationale sur la partie tempérée continentale à l'est (~800 mm/an).

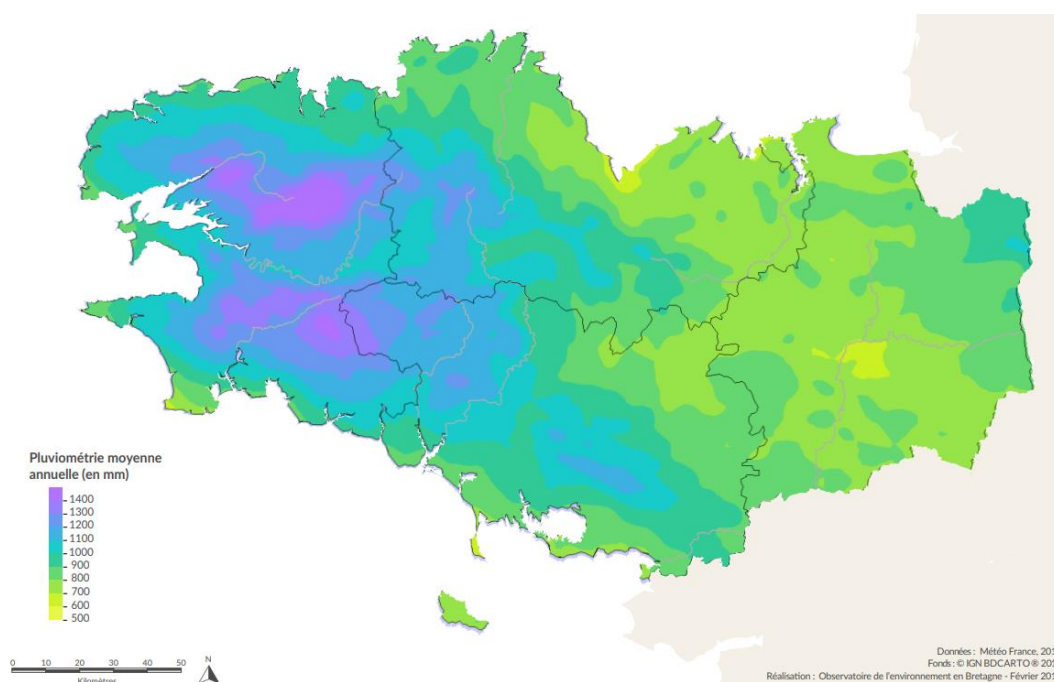


Figure II.1. Répartition spatiale du cumul annuel des précipitations en Bretagne (figure extraite de l'Observatoire de l'environnement en Bretagne : <https://bretagne-environnement.fr/>)

À une échelle plus fine, les reliefs des Monts d'Arrée, à l'Ouest, et du Bocage normand à l'est concentrent les précipitations localement (**Figure II.2**). Un effet côtier induit moins de précipitations sur les littoraux.

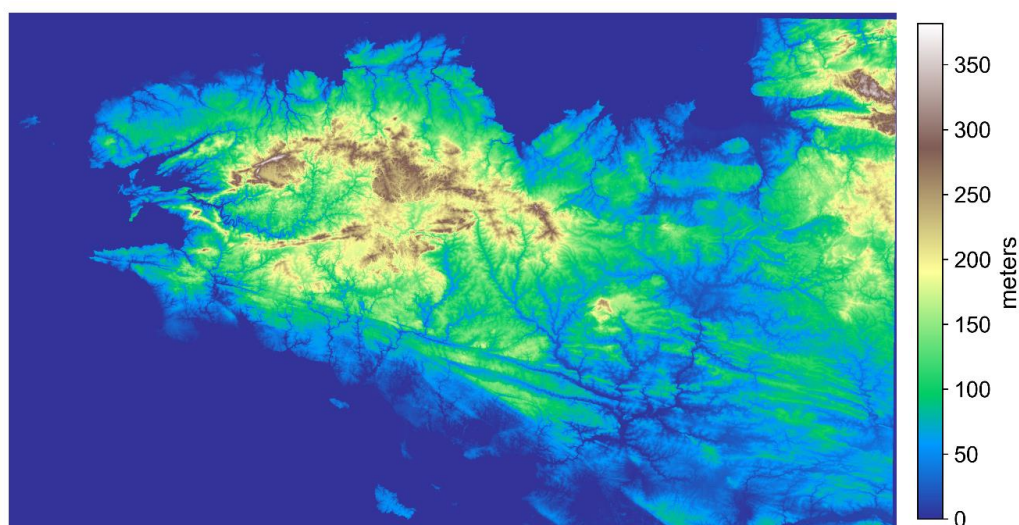


Figure II.2. Carte topographique de la Bretagne à une résolution de 50 m.

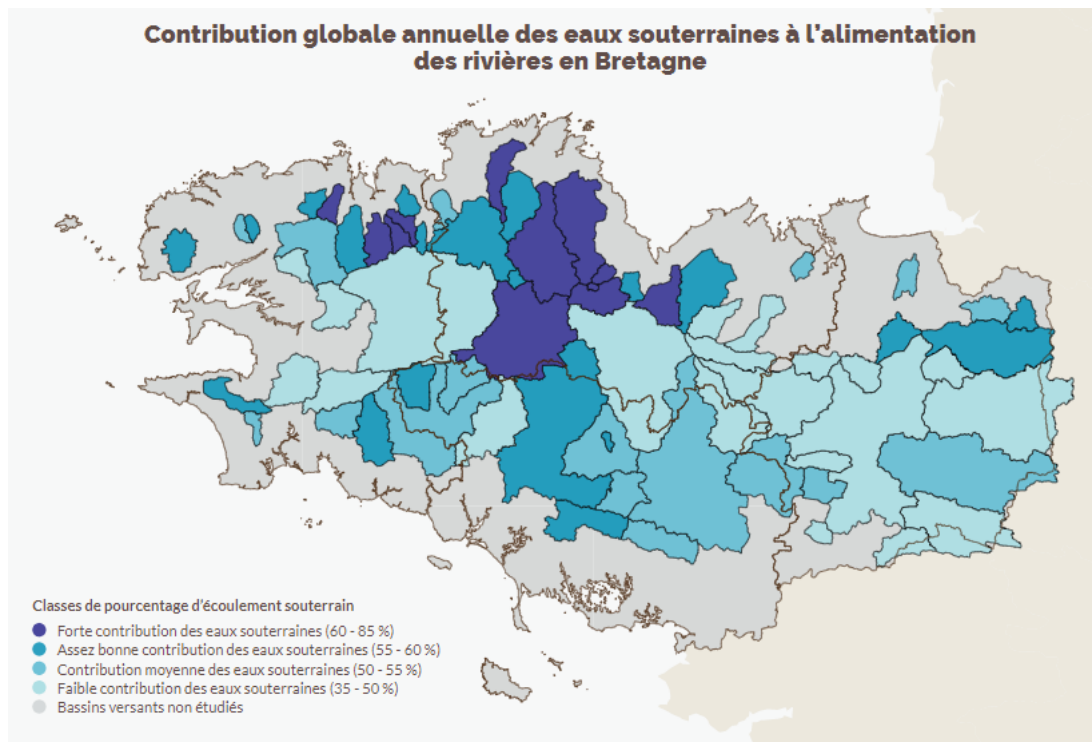
La faible perméabilité des milieux souterrains a pour conséquence le développement d'un réseau hydrographique de surface très dense et donc d'une multitude de petits bassins versants (94% des bassins versant font moins de 10 000 ha mais ne représentent que 17% de la surface régionale) (**Figure II.3**). Le plus grand bassin versant est celui de la Vilaine avec une superficie de 10 500 km<sup>2</sup>.



Figure II.3. Cartographie des bassins versants de la région Bretagne (figure extraite de l'Observatoire de l'environnement en Bretagne : <https://bretagne-environnement.fr/>)

L'hydrologie de la Bretagne est influencée par le partitionnement des précipitations entre le milieu souterrain et le milieu superficiel (voir schéma du Chapitre I, **Figure I.6**). Une partie des précipitations rejoint directement l'atmosphère par évapotranspiration, une

autre partie s'infiltrer dans les sols (sans être évaporée) et constitue la recharge des aquifères. Celle-ci alimente le stock en eau nécessaire au soutien d'étiage en période estivale. Enfin, une partie ruisselle à la surface et rejoint directement la rivière. En Bretagne, environ 75% de l'alimentation en eau potable provient des eaux superficielles, i.e., les cours d'eau et les retenues d'eau (<https://sigesbre.brgm.fr/>). Ce chiffre est lié à la géologie des aquifères bretons, considérés comme très peu perméables et fortement hétérogènes, ce qui rend difficile leur exploitation. Les variations spatiales des précipitations induisent une disparité est-ouest de la recharge des aquifères. Le projet SILURES (*Système d'Information pour la Localisation et l'Utilisation des Ressources en Eaux Souterraines*) a été financé dans l'objectif de fournir un outil d'aide aux gestionnaires pour la localisation des ressources en eaux souterraines dans une optique d'exploitation en eau potable (Mougin et al., 2008). Ce projet a permis d'estimer le pourcentage de la contribution des eaux souterraines au débit des rivières pour chaque bassin versant à partir du modèle hydrologique global Gardénia (Thiéry, 2021b) (**Figure II.4**).



**Figure II.4.** Contribution globale annuelle des eaux souterraines à l'alimentation des rivières pour la région Bretagne (Mougin et al., 2008) (figure extraite de l'Observatoire de l'environnement en Bretagne : <https://bretagne-environnement.fr/>)

Le modèle Gardénia est constitué de deux réservoirs représentant les écoulements dans les deux compartiments des aquifères de socle cristallin : les altérites et l'horizon fissuré (Thiéry, 2021b). La contribution annuelle des eaux souterraines est calculée en divisant la somme des flux annuels des deux réservoirs par la pluie efficace annuelle (celle qui n'est pas évapotranspirée). Dans une majorité des bassins versants, la contribution annuelle des eaux souterraines est supérieure à 50% et atteint même 100% pendant la période d'étiage.

Ce projet montre bien que, malgré une exploitation de la ressource en surface, il existe des ressources souterraines, propres à soutenir les étiages des cours d'eau.

### **II.1.2. Conséquences des événements climatiques sur la ressource en eau**

En Bretagne, la ressource en eau est principalement conditionnée par les épisodes de précipitations et de faible évaporation en hiver, et se retrouve principalement en surface du fait du stock limité du milieu souterrain. Par conséquent, cette ressource est sensible aux variations climatiques interannuelles et vulnérable à la pollution. De plus, l'augmentation de la population induit une augmentation des prélèvements. La pression sur la ressource en eau est donc croissante, autant sur l'aspect qualitatif que quantitatif (Bevillon and Thomas, 2016).

Des évènements extrêmes, critiques pour les gestionnaires, ont déjà été recensés. En premier lieu, les sécheresses sont de plus en plus fréquentes, avec notamment l'année 1976, souvent utilisée comme référence pour comparer les années hydrologiques. Les simulations dans le contexte de changement climatique indiquent une potentielle diminution des précipitations en période estivale, amplifiant le risque de sécheresse, ainsi qu'une augmentation des épisodes de fortes précipitations l'hiver, amplifiant le risque d'inondation (Amiot, 2020). Ces prévisions indiqueraient également un allongement de la période de l'étiage ainsi qu'un décalage de la période de recharge dans la saison hydrologique (Belleguic et al., 2012).

Des simulations ont également été effectuées en utilisant les anciens scénarios climatiques (A2, B1 et A1B) sur la Bretagne en utilisant le modèle climatique ARPEGE de Météo-France. Comme indiqué dans le rapport de Belleguic et al. [2012], les résultats sont à prendre avec une grande précaution car ils consistent en un « zoom » régional de simulations réalisées à l'échelle globale. Les résultats semblent indiquer une augmentation des températures moyennes annuelles, de même qu'une diminution des précipitations moyennes annuelles. Cependant, l'évolution des précipitations est moins significative que celles des températures et comporte un grand nombre d'incertitudes. L'évolution des températures est plus importante sur la partie continentale que sur le littoral. Le gradient des précipitations sur l'axe Est-Ouest resterait identique avec un facteur multiplicatif de 2. Une baisse des précipitations l'été est également observable sur tous les scénarios simulés tandis que les précipitations moyennes en hiver resteraient constantes. De plus, l'utilisation du modèle climatique ARPEGE semble indiquer une augmentation de l'intensité des sécheresses (Lamy, 2013).

L'incertitude relative à l'évolution des précipitations reste importante. Les résultats semblent suggérer une augmentation de la fréquence des événements extrêmes. L'incertitude aléatoire liée au climat s'ajoute à l'incertitude liée à la méconnaissance des propriétés hydrodynamiques à l'échelle régionale. Pour tester la résilience ou la vulnérabilité des bassins versants aux événements de sécheresse, l'analyse des étiages est nécessaire pour extraire les propriétés hydrodynamiques des aquifères.



### II.1.3. Application aux bassins versants de l'Arguenon et du Nançon

Chaque bassin possède une signature hydrologique qui lui est propre. Elle dépend des conditions climatiques, des précipitations, de la structure géomorphologique du bassin versant, de l'occupation du sol ou encore de la géologie à travers les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère (Price, 2011). La compréhension du rôle de chaque facteur de contrôle est essentielle dans une optique de prédiction des débits d'étiage.

Pour illustrer la variabilité des signatures hydrologiques en Bretagne, nous utilisons les séries temporelles des débits mesurés sur deux bassins versants, l'Arguenon et le Nançon (**Figure II.5**). Ces bassins versants sont sélectionnés pour leur contraste de comportements hydrologiques, principalement sur les bas débits. Ce sont ces deux bassins versants qui seront étudiés dans les Chapitre III et Chapitre V. L'étude approfondie de ces bassins versants pilotes permet d'acquérir une compréhension plus fine du fonctionnement hydrogéologique des bassins versants de socle.

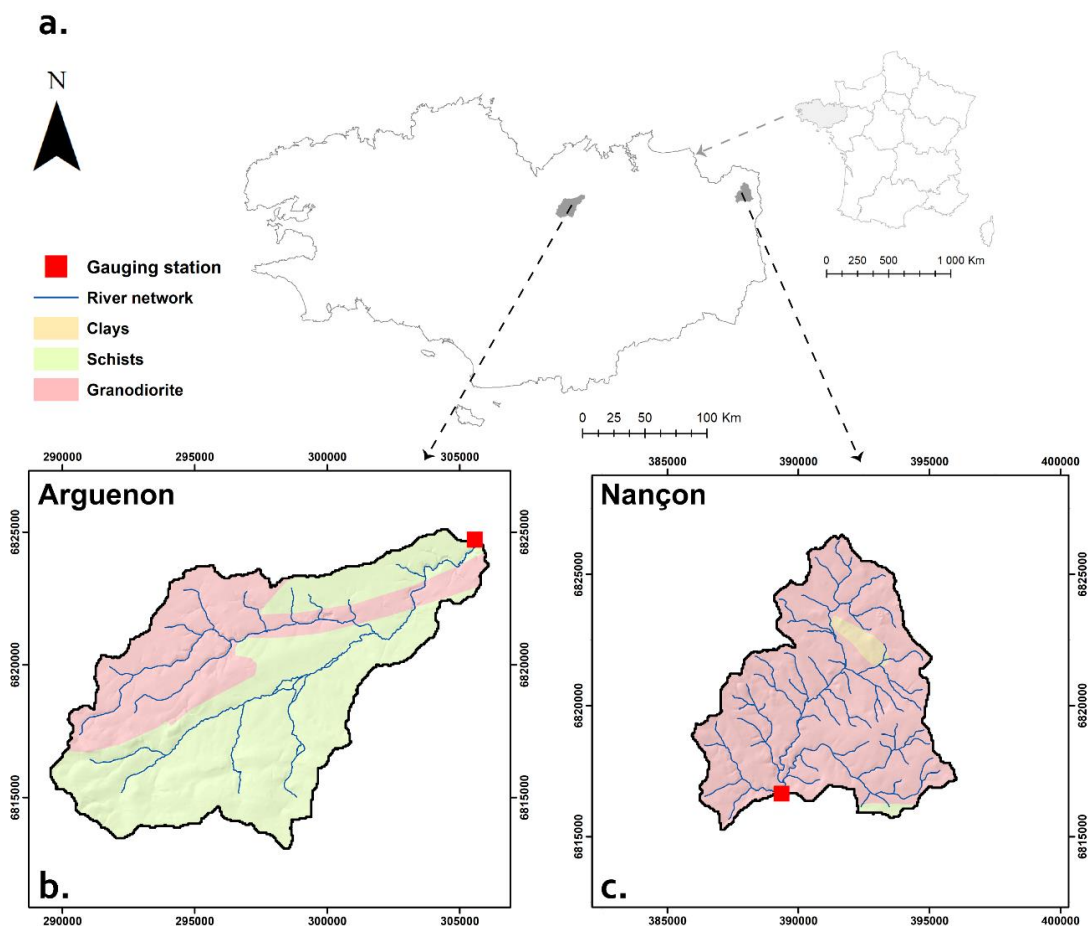
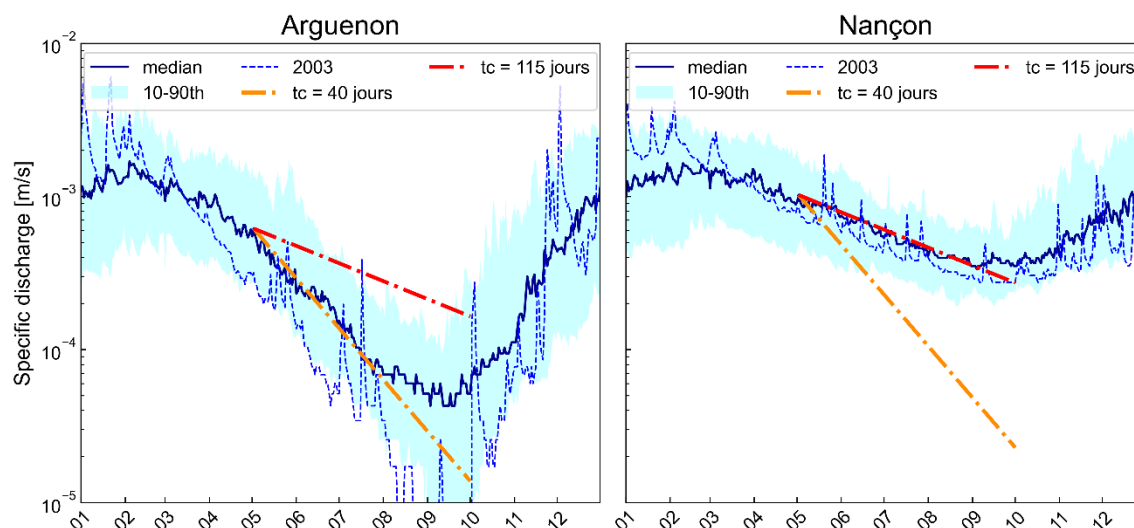


Figure II.5. a) Localisation de deux bassins versants situés en région Bretagne contrastés du point de vue du fonctionnement hydrologique. b) L'Arguenon et c) Le Nançon. Le fond de carte représente la géologie simplifiée des deux sites.

Les deux bassins versants ont déjà fait l'objet d'une instrumentation pour des questions liées à l'approvisionnement en eau potable (Dewandel et al., 2021) ou à la qualité de l'eau en conséquence des apports élevés de nitrates pour l'agriculture (Dupas et al., 2020; Widory et al., 2004). Ils sont soumis au même climat tempéré océanique typique du Nord-Ouest de la France. Les données hydrométéorologiques, i.e., les précipitations, l'évapotranspiration, l'infiltration et le ruissellement de surface - ont été extraites de la réanalyse SAFRAN et du modèle de surface ISBA (Habets et al., 1999; Noilhan and Planton, 1989) disponibles dans la plateforme de modélisation SURFEX développée par le service météorologique français Météo-France sur une grille de 8 km par 8 km (Le Moigne, 2009; Masson et al., 2013). Les conditions climatiques sont similaires pour les deux bassins versants, avec des précipitations annuelles moyennes d'environ 850 mm/an. En moyenne, 550 mm/an retournent dans l'atmosphère par évapotranspiration, 65 mm/an s'écoulent directement dans le réseau hydrographique en raison d'une capacité d'infiltration excédentaire et 235 mm/an s'infiltrent et constituent la recharge de l'aquifère. Les deux bassins versants ont des morphologies similaires avec des superficies de 104 km<sup>2</sup> et 67 km<sup>2</sup> pour l'Arguenon et le Nançon, des pentes moyennes de 3-4% et des formes divergentes, comme on rencontre typiquement dans les paysages armoricains (Crave and Davy, 1997; Lague et al., 2000). Ils se distinguent par leur densité de drainage, avec des valeurs plus élevées pour le Nançon (1.5 km<sup>-1</sup>) que pour l'Arguenon (0.67 km<sup>-1</sup>), et par la longueur moyenne de leurs pentes, qui est d'environ 1 000 m pour le Nançon et d'environ 2 250 m pour l'Arguenon. Les deux bassins versants sont situés dans des zones cristallines où les propriétés hydrodynamiques primaires, provenant des roches métamorphiques et granitiques, sont connues pour être faibles (Gleeson et al., 2011b, 2014). Ils se différencient également par leurs lithologies. Le bassin versant du Nançon est principalement recouvert de roches granitiques, principalement de granodiorite, tandis que l'Arguenon est composé d'environ 25 % de roches granitiques (granodiorite) et de 75 % de roches métamorphiques, principalement des schistes du Briovérien (**Figure II.5**).

Les données de débit sont mises à disposition par la Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement de Bretagne (DREAL Bretagne), au pas de temps journalier aux exutoires des bassins versants, et sont compilées dans la base de données nationale hydroportail de 1970 à 2012 pour les deux bassins versants étudiés (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>). Aucun de ces bassins n'est soumis à de fortes influences anthropogéniques telles que des barrages ou un pompage intensif. Nous visualisons les débits de ces bassins versants sous la forme d'un hydrographe annuel médian pour mettre en avant la saisonnalité de l'hydrologie à l'échelle d'une année civile (**Figure II.6**). Dans cette représentation graphique, les débits des deux bassins versants ont été normalisés par la superficie (débit spécifique) pour comparer leur régime hydrologique. Une échelle logarithmique est appliquée à l'axe des abscisses afin de faciliter l'observation des fluctuations des débits en période de basses eaux (soit en fin d'été). Nous représentons la variabilité interannuelle des débits à partir des quantiles  $Q_{10}$  et  $Q_{90}$  pour avoir un aperçu du fonctionnement hydrologique pendant les années humides et sèches.



**Figure II.6.** Comparaison des chroniques hydrologiques de deux bassins versants bretons (l'Arguenon et le Nançon) à partir de la représentation graphique des débits spécifiques [m/s] (débit divisé par la superficie des bassins versants) sur une année civile. La courbe bleue représente l'évolution des débits annuels médians, la courbe bleue en pointillés représente les débits d'une année sèche (2003) et la bande colorée en cyan représente la variabilité interannuelle des débits à partir de la différence des  $Q_{10}$  et  $Q_{90}$ . La courbe orange représente un ajustement de la récession saisonnière de l'Arguenon (temps caractéristique de 40 jours) et la courbe rouge est un ajustement de la récession saisonnière du Nançon (temps caractéristique de 115 jours). Le contraste des amplitudes de débits et des temps caractéristiques entre les deux sites illustre bien la variabilité régionale de l'hydrologie en Bretagne.

Pour les bassins versants de faibles altitudes, à climat tempéré, la chronique hydrologique est divisée en deux saisons. La période de hautes eaux (également appelée période de crue ou de recharge) est effective du mois de septembre (de l'année précédente) au mois de mars. Pendant cette période, les débits des cours d'eau suivent une courbe d'évolution positive. En effet, les précipitations sont généralement abondantes et dominantes sur l'évapotranspiration (car les températures sont relativement faibles) ce qui induit un bilan en eau positif. Une partie de ce bilan s'infiltré et recharge les aquifères. La période de basses eaux (également appelée période de récession ou d'étiage) est effective du mois d'avril au mois de septembre. Dans cette partie de la courbe, les débits diminuent car l'évapotranspiration est dominante sur les précipitations. Les cours d'eau sont alors majoritairement alimentés par les milieux souterrains à partir de la diffusion des stocks (Hall, 1968; Tallaksen, 1995). Cette partie de l'hydrographe est souvent analysée pour extraire de l'information sur les propriétés hydrodynamiques des milieux souterrains à l'échelle des bassins versants (Brutsaert and Nieber, 1977).

## II.2. Analyse des récessions

On différencie les récessions selon la fenêtre temporelle de caractérisation. Un signal que l'on nomme « saisonnier » décrit la décroissance des débits pendant toute la période

d'étiage (sur la **Figure II.6** elle est représentée du mois d'avril au mois de septembre). Cette diminution des débits sur plusieurs mois inclue donc également la présence d'événements de précipitations, souvent de forte intensité l'été. Pendant cette période, il est alors complexe d'acquérir des connaissances uniquement sur les processus d'écoulement souterrains. Nous l'utilisons alors plus sur le plan opérationnel pour qualifier la ressource en eau. Un second signal, à l'échelle d'une récession individuelle, décrit la diminution des débits après un événement de précipitations (à l'échelle de quelques jours). Dès que des nouvelles précipitations apparaissent, la récession individuelle est considérée comme terminée. Par exemple, il peut y avoir plusieurs événements de récession individuelle pendant le signal saisonnier. La récession individuelle est utilisée par la communauté scientifique dans les analyses de récession pour quantifier les propriétés hydrodynamiques du milieu souterrain. On estime un temps caractéristique de réponse  $t_c$  [j], qui définit la demi-vie du flux et donne une indication sur le temps de diffusion des stocks d'eaux souterraines (Tallaksen, 1995). Plus  $t_c$  est grand, moins les fluctuations de débits, pour une même période, sont importantes.

### II.2.1. Signal à l'échelle de la saison

Pour qualifier la ressource en eau sur les deux bassins versants, nous ajustons la courbe de diminution des débits médians par une loi exponentielle (**Figure II.6**). En effet, la diminution des débits, après le pic de crue, prend généralement la forme d'une courbe décroissante exponentielle (Hall, 1968). L'échelle semi-logarithmique du graphique permet de représenter cette fonction d'ajustement sous une forme linéaire. Cette fonction est issue d'une linéarisation des équations de Dupuit-Boussinesq, où l'évolution du flux peut être modélisée analytiquement en fonction des propriétés de l'aquifère (le temps caractéristique de réponse  $t_c$  dans ce cas de figure). Cet ajustement graphique permet ensuite une estimation du temps caractéristique de réponse de l'aquifère selon la formule:

$$Q(t) = Q_0 e^{-\frac{t}{t_c}} \quad (\text{Eq.1})$$

avec :

- $Q(t)$  : débit à un instant  $t$  [m/s]
- $Q_0$  : débit initial de la récession [m/s]
- $t_c$  : temps caractéristique de réponse de l'aquifère [j]

Le temps caractéristique de réponse, estimé sur le signal saisonnier, est trois fois plus élevé pour le Nançon (40 jours pour l'Arguenon et 115 jours pour le Nançon). Cela signifie que l'amplitude des variations de débits, pour une période identique, est plus importante sur l'Arguenon que sur le Nançon. Par exemple, pour une période de 90 jours, le débit de l'Arguenon est divisé par un ordre de grandeur (facteur 10), tandis que le débit du Nançon est divisé par un facteur 2.

Par conséquent, l'Arguenon montre une vulnérabilité en période d'étiage, avec une diminution très rapide des débits après le pic de crue. A l'opposé, le Nançon semble

résilient aux événements climatiques extrêmes avec une variation des débits sur moins d'un ordre de grandeur. Cette interprétation est justifiée par l'évolution des débits pendant une année sèche (2003), où des assecs sont observables dans l'Arguenon (**Figure II.6**).

Plusieurs hypothèses peuvent être formulées pour expliquer la différence des régimes hydrologiques entre ces deux bassins versants. Dans une section précédente, nous avons présenté le projet SILURES où une partie de ce projet a consisté à estimer les contributions souterraines aux débits des bassins versants à partir d'un modèle à réservoirs (**Figure II.4** de la section II.1.1). Dans ce projet, la contribution souterraine estimée est plus importante sur le Nançon (entre 55 et 59%) que sur l'Arguenon (entre 38 et 49%). Ce résultat suggère que les propriétés hydrodynamiques des aquifères influencent le soutien des étiages. Les bassins versants semblent, par conséquent, plus résilients aux années sèches lorsque les milieux souterrains contribuent de façon plus importante au débit des cours d'eau.

## II.2.2. Signal à l'échelle de la récession

Les analyses de récession sont basées sur l'exploitation de la partie décroissante des chroniques hydrologiques après les pics de crue (Tallaksen, 1995). Ces techniques reposent sur la sélection des débits pendant les événements de récession, en l'absence de précipitations, et sur une représentation graphique qui prend la forme d'une loi de puissance entre les fluctuations de débit  $-dQ/dt$  et le débit  $Q$ . La loi de puissance est définie par deux paramètres  $a$  et  $b$  (Brutsaert and Nieber, 1977), selon la formule suivante:

$$-\frac{dQ}{dt} = aQ^b \quad (\text{Eq.2})$$

Les paramètres  $a$  et  $b$ , contiennent respectivement de l'information sur la géométrie et les propriétés hydrodynamiques du milieu souterrain (Rupp and Selker, 2006) et sur la non-linéarité des relations stock-débit (Kirchner, 2009) pour des aquifères homogènes théoriques horizontaux. Lorsque  $b=1$ , les relations stock-débit sont linéaires. Plus la valeur du paramètre  $b$  augmente, plus la non-linéarité de ces relations est importante (Kirchner, 2009) (**Figure II.7**). Dans ces conditions théoriques d'écoulement souterrain homogène, les paramètres hydrodynamiques des aquifères peuvent être déduits analytiquement du paramètre  $a$  selon les formulations suivantes:

$$a = \frac{\pi^2 \cdot K \cdot p \cdot D \cdot L^2}{\phi \cdot A^{3/2}} \quad \text{quand } b = 1 \quad (\text{Eq.3})$$

$$a = \frac{4.804 \cdot K^{1/2} \cdot L}{\phi \cdot A^{3/2}} \quad \text{quand } b = 3/2 \quad (\text{Eq.4})$$

avec :

- $K$  : conductivité hydraulique [m/s]
- $L$  : longueur d'écoulement [m]
- $\phi$  : porosité [-]
- $A$  : surface du bassin versant [m<sup>2</sup>]

- $D$  : profondeur de l'aquifère [m]
- $p$  : considéré comme une constante

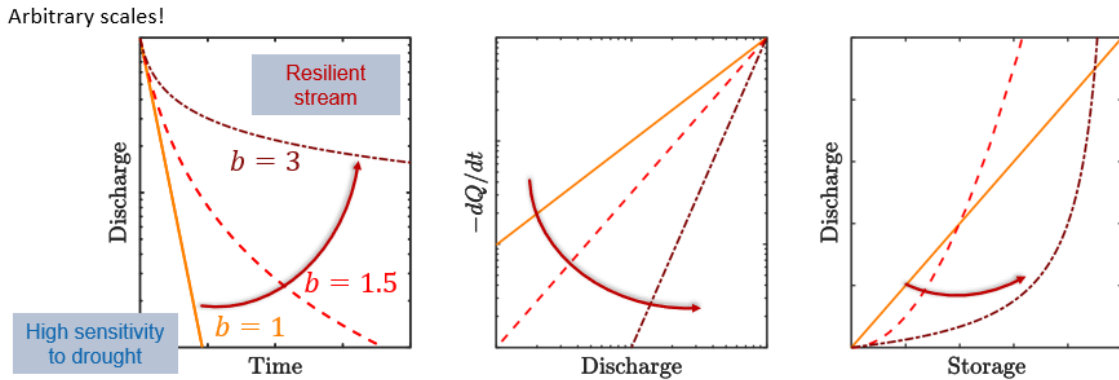


Figure II.7. Illustration de la définition du paramètre  $b$  des récessions sur les relations stock-débit (figure par Roques et al. à l'AGU 2019, modifiée de Kirchner (2009))

Un temps caractéristique d'une récession peut également être estimé à partir de la formulation suivante :

$$\log \left( -\frac{dQ}{dt} \right) = \log \left( \frac{1}{t_c} \right) + \log (Q) \quad (\text{Eq.5})$$

Contrairement aux analyses de récessions classiques, basées sur l'analyse du nuage de points de l'ensemble des récessions, des méthodes alternatives proposent d'analyser individuellement les récessions (c'est-à-dire de calculer les paramètres  $a$  et  $b$  sur chaque récession au lieu de calculer une valeur pour l'ensemble des récessions). Cette méthode permet notamment d'illustrer l'existence d'une variabilité importante des récessions et d'en comprendre l'origine.

Ces analyses sont basées sur l'hypothèse de Dupuit-Forcheimer qui suppose que les écoulements souterrains sont majoritairement horizontaux permettant de négliger les flux verticaux. Cette hypothèse a conduit aux équations de Boussinesq intégrant la loi de Darcy ce qui permet de décrire les écoulements souterrains pour un aquifère à fond plat (Boussinesq, 1877).

Similairement aux méthodes classiques, l'analyse des récessions individuelles nécessite de définir des critères d'extraction des récessions et une méthode de régression. Les critères pour extraire les récessions sont généralement choisis sur un nombre de jours définissant une récession, sur une exclusion de certains points où l'influence de processus de surface interviendrait et sur la notion d'amplitude des récessions (Stoelzle et al., 2013). Les critères établis dans cette étude prennent en compte des récessions avec une durée minimale et maximale respectivement de 5 et 250 jours, une exclusion du premier point de la récession individuelle pour réduire l'influence des écoulements de surface, et une amplitude supérieure à 5 fois l'amplitude minimale pour réduire l'effet des artefacts. Une fois les périodes de récession extraites, une régression est appliquée afin de déterminer les

paramètres  $a$  et  $b$  définis dans la théorie de Brutsaert and Nieber (1977) et d'estimer des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère. La séparation de la récession à travers la médiane des débits en 2 types de catégories, les temps courts (high flow) et les temps longs (low flow), permet de focaliser l'analyse sur la partie de la récession où l'impact des processus diffusifs est majoritaire, les temps longs. C'est sur les débits d'étiage les plus extrêmes qu'une régression exponentielle, caractéristique d'une vidange d'un aquifère, est alors appliquée afin d'estimer le temps caractéristique de réponse de l'aquifère.

Les résultats de l'analyse des récessions individuelles des bassins versants de l'Arguenon et Nançon sont répertoriés dans le **Tableau 1**.

**Tableau 1.** Résultats de l'analyse des récessions des bassins versants de l'Arguenon et du Nançon. Les variables estimées sont les temps caractéristiques de réponse des aquifères [ $t_c$ ] et le paramètre  $b$  de la loi de puissance exprimée par Brutsaert and Nieber (1977). Le nombre de récessions sélectionnées ( $n$ ) pour estimer les variables est également inséré. Les résultats sont affichés à partir de la moyenne et de l'écart-type des variables calculés sur l'ensemble des récessions.

	<b>Arguenon</b>	<b>Nançon</b>
<b><math>t_c</math> [j]</b>		
<i>moyenne</i>	15.2	34.8
<i>écart-type</i>	8.1	19.6
<b><math>b</math> [-]</b>		
<i>Moyenne</i>	2.9	6.9
<i>écart-type</i>	2.2	5.6
<b><math>n</math> [-]</b>		
-	227	171

L'analyse des récessions prédit des temps caractéristiques moins longs que les temps estimés à l'échelle de la saison. Les valeurs des paramètres  $b$  sont aussi supérieures à 3, limitant l'utilisation des formules analytiques théoriques pour estimer les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère.

Dans la réalité, les valeurs du paramètre  $b$  sont souvent supérieures aux valeurs théoriques, s'éloignant des conditions homogènes idéalisées. La variabilité des récessions liée à la compartimentation des écoulements (Roques et al., 2022), à l'antécédent des événements de recharge (Jachens et al., 2020) ou encore à l'hétérogénéité des bassins versants (Harman et al., 2009) expliquent les valeurs de  $b$  obtenues. De plus, l'estimation de ces paramètres est sujette à de fortes incertitudes et est fortement dépendante de la méthode utilisée (Chen et al., 2018; Roques et al., 2017; Stoelzle et al., 2013). L'analyse de récession peut être divisée en deux types de méthodes : 1) L'analyse du "nuage de points" contenant l'intégralité des récessions et permettant d'obtenir une information globale sur le bassin versant (e.g., Brutsaert and Nieber, 1977; Clark et al., 2009; Rupp and Selker, 2006; Vannier

et al., 2014); et 2) l'analyse des récessions individuelles permettant d'obtenir une information sur la variabilité des comportements de réponse à travers les différentes récessions (e.g., Basso et al., 2015; Karlsen et al., 2019; Roques et al., 2017). Si les méthodes de sélection et de calibration des récessions diffèrent, elles sont toutes basées sur des processus d'écoulement souterrains et ne prennent pas en compte l'interception de la nappe avec la surface malgré sa modification du temps de réponse des écoulements. De plus, l'estimation d'une conductivité hydraulique à travers la méthode d'analyse des récessions nécessite des informations externes sur la porosité, la profondeur de l'aquifère ainsi que sur la longueur d'écoulement, et se base sur des formulations analytiques théoriques établies pour des conditions homogènes idéalisées.

### **II.3. Analyse des chroniques hydrologiques à partir d'un modèle**

Une méthode alternative aux analyses des récessions est proposée au cours de cette thèse en utilisant le modèle hydrogéologique hillslope1D (hs1D) pour analyser les chroniques hydrologiques des bassins versants pour la caractérisation de leurs propriétés hydrodynamiques (Courtois, 2019). Le modèle hs1D a été spécifiquement développé pour des applications dans des contextes d'aquifères de socle cristallin.

Contrairement aux analyses des récessions, l'estimation de paramètres hydrodynamiques via l'utilisation de ce modèle est effectuée sur l'intégralité de la chronique hydrologique. Ainsi, les processus hydrologiques pris en compte dans l'analyse diffèrent. Dans les analyses des récessions, le processus de vidange des aquifères est le seul processus intervenant dans l'estimation des propriétés hydrodynamiques. Les solutions analytiques sont ainsi basées sur un transfert unique du milieu souterrain à la rivière. L'utilisation de ce modèle fait intervenir un processus d'écoulement supplémentaire de suintement via la saturation des aquifères et, par conséquent, un écoulement superficiel. Deux types d'écoulement interviennent alors, un écoulement rapide à travers le suintement et un écoulement plus lent à travers la vidange de l'aquifère. C'est notamment le cas des milieux peu perméables comme peuvent l'être les aquifères de socle cristallin en Bretagne.

De plus, l'utilisation de ce modèle diffère des analyses de récessions également sur des aspects méthodologiques. En effet, l'analyse des récessions nécessite de définir des critères d'extraction de récessions. Stoelzle et al. (2013) ont montré que les résultats sont extrêmement variables selon le choix des critères d'extraction. Le modèle numérique, par l'utilisation de l'intégralité de la chronique hydrologique, ne nécessite pas de définir des critères caractéristiques de la période de récession. De plus, les analyses de récessions utilisent des solutions analytiques basées sur une représentation théorique homogène des écoulements souterrains. Dans la réalité, les paramètres estimés par la loi de puissance montrent que ces solutions analytiques ne sont pas toujours adaptées. Le modèle hs1D, de par sa description physique des écoulements, permet d'accéder directement à une estimation des propriétés hydrodynamiques à l'échelle des bassins versants. Enfin, les analyses de récessions ne prennent pas en compte les facteurs climatiques ainsi que la



variabilité spatiale de la topographie. Dans une optique de régionalisation des propriétés hydrodynamiques, il est alors difficile de séparer les rôles respectifs du climat, de la géologie et de la géomorphologie dans la constitution des temps caractéristiques de récession. Le modèle permet de filtrer ces éléments et d'étudier la corrélation des propriétés hydrodynamiques avec la géologie.

Les méthodes d'analyses de récessions et d'utilisation du modèle hs1D diffèrent donc en deux points, les processus pris en compte et les critères méthodologiques nécessaires à l'estimation des propriétés hydrodynamiques. Pour cette raison, nous choisissons d'utiliser le modèle hs1D développé au cours de la thèse de Quentin Courtois pour extraire des chroniques hydrologiques de l'information sur les milieux souterrains et pour estimer les propriétés hydrodynamiques des bassins versants (Courtois, 2019). Nous présentons dans un premier temps la structure du modèle ainsi que son schéma numérique puis, dans un second temps, l'approche de modélisation utilisée dans cette thèse pour caractériser les propriétés hydrodynamiques des bassins versants.

### **II.3.1. Description du modèle hs1D**

Le modèle hs1D a pour concept de base de modéliser, à travers une approche physique, les débits à une échelle du bassin versant tout en conservant la description des écoulements souterrains à l'échelle du versant. Ce modèle est alors particulièrement adapté au contexte des aquifères de socle, comme la Bretagne. En effet, contrairement aux milieux sédimentaires, dans les milieux de socle, comme la Bretagne, les écoulements dans les horizons superficiels sont fortement conditionnés par la structure des versants (Kolbe et al., 2016). Ainsi, le modèle hs1D considère un ensemble de versants indépendants dont l'exutoire correspond au réseau hydrographique. La réponse hydrologique du bassin versant est obtenue en agrégeant l'ensemble des réponses obtenues à l'échelle des versants.

L'approche de modélisation est basée sur l'hypothèse de Dupuit-Forchheimer qui suppose que les écoulements au sein de l'aquifère sont principalement horizontaux. Cette hypothèse se vérifie lorsque l'extension latérale est largement prépondérante par rapport à la profondeur des aquifères. C'est notamment le cas en Bretagne où les écoulements sont majoritairement de subsurface et sont localisés dans les premières dizaines de mètres d'épaisseur (Mougin et al., 2008).

Dans sa forme originelle, les étapes classiques du modèle peuvent être synthétisées en 4 étapes :

1. La décomposition de l'échelle régionale à l'échelle des versants
2. La modélisation des écoulements souterrains dans les versants
3. La modélisation des écoulements superficiels
4. L'agrégation de l'échelle des versants à l'échelle régionale.

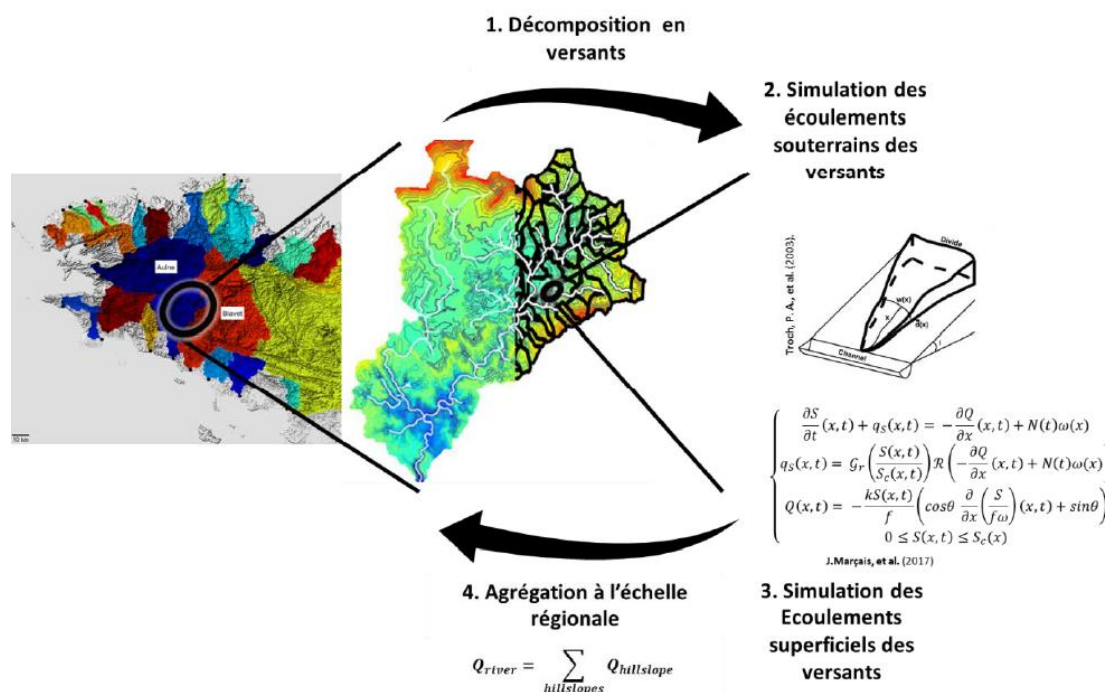
L'ensemble de ces étapes est représenté sur la **Figure II.8** et est détaillé dans les sections suivantes.

### II.3.1.1. Décomposition de l'échelle régionale à l'échelle des versants

Cette décomposition nécessite au préalable la délimitation du bassin versant à partir du MNT et des coordonnées de l'exutoire. Cette étape est réalisée en utilisant l'outil TopoToolbox, développé sous Matlab, qui effectue des opérations géomorphologiques tels que le calcul des pentes ou la définition des aires drainées aboutissant à la délimitation des bassins versants (Schwanghart and Kuhn, 2010).

Ensuite, le bassin versant est délimité en versants à partir des points singuliers du réseau hydrographique, soit les têtes de réseau, les confluences et l'exutoire qui déterminent les versants suivant les lignes de plus grande pente. La **Figure II.9** illustre la méthode de décomposition du bassin versant en versants.

Il est également possible à partir du modèle de déterminer un versant équivalent. Cette étape, quand elle est utilisée, remplace la décomposition en versants. La pente moyenne de ce versant équivalent, correspondant à une discrétisation 1D, est la moyenne des pentes à une distance  $x$  de la rivière (Courtois, 2019). Dans la suite de la thèse, nous utilisons le profil de versant équivalent que nous détaillons dans la section II.3.2.



**Figure II.8.** Schéma conceptuel de la modélisation des aquifères de socle cristallin dans le modèle hs1D. L'outil numérique décompose un bassin versant en versants pour simuler les écoulements souterrains et superficiels. Les points particuliers du réseau hydrographique (têtes de réseau, confluences, exutoire) sont utilisés pour définir les versants suivant la ligne de plus

grande pente. Une agrégation du débit de chaque versant est réalisée pour obtenir le débit à l'exutoire du bassin versant (exemple : bassin versant de l'Ellé au Faouët. Figure extraite de Courtois, 2019).

### II.3.1.2. Modélisation des écoulements souterrains dans les versants

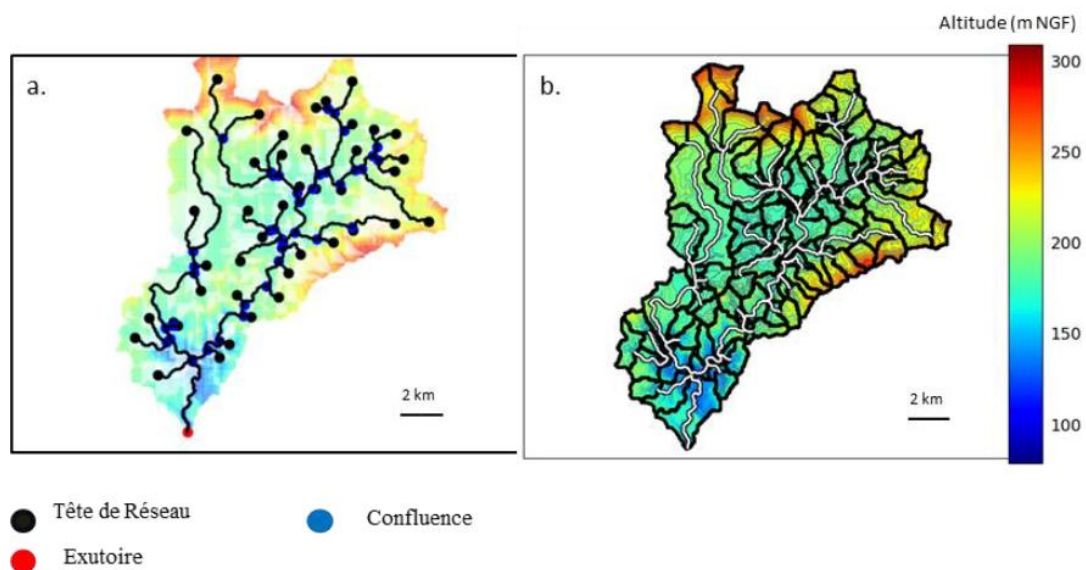
Les écoulements souterrains sont simulés au sein des versants suivant la loi de Darcy qui relie le flux au gradient de charge :

$$q = -K \frac{\partial h}{\partial x} \quad (\text{Eq.6})$$

avec :

- $h$  : la charge hydraulique [m]
- $K$  : la conductivité hydraulique [m/s]
- $q$  : le flux spécifique de Darcy [m/s] (Darcy, 1856).

Les écoulements souterrains sont contrôlés par la saturation. En effet, les gradients de saturation induisent les écoulements dans la zone saturée à travers la loi de Darcy. Ensuite, lorsque cette saturation excède la capacité de saturation du versant, une zone de suintement se crée. Une part de l'écoulement souterrain se transmet ainsi à la rivière à travers ce ruissellement direct de l'interception de la nappe avec la surface.



points particuliers du réseau hydrographique. Les limites des versants sont représentées par les lignes noires épaisses. (figure extraite de Courtois, 2019)

La dynamique des écoulements et de la saturation, à l'échelle des versants, peut ainsi être déduite des équations de Boussinesq (1877) en intégrant les flux transversalement à la ligne de plus grande pente selon une isodistance au réseau hydrographique (Marçais et al., 2017; Troch et al., 2003):

$$\frac{\partial s(x,t)}{\partial t} + q_s(x,t) = -\frac{\partial q(x,t)}{\partial x} + N(x,t)\omega(x) \quad (\text{Eq.7})$$

$$q_s(x,t) = G_r \left( \frac{s(x,t)}{s_c(x,t)} \right) H \left( -\frac{\partial q(x,t)}{\partial x} + N(x,t)\omega(x) \right) \left( -\frac{\partial q(x,t)}{\partial x} + N(x,t)\omega(x) \right)$$

$$q(x,t) = -\frac{ks(x,t)}{f} \left( \cos(\theta(x)) \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{s(x,t)}{f\omega(x)} \right) + \right)$$

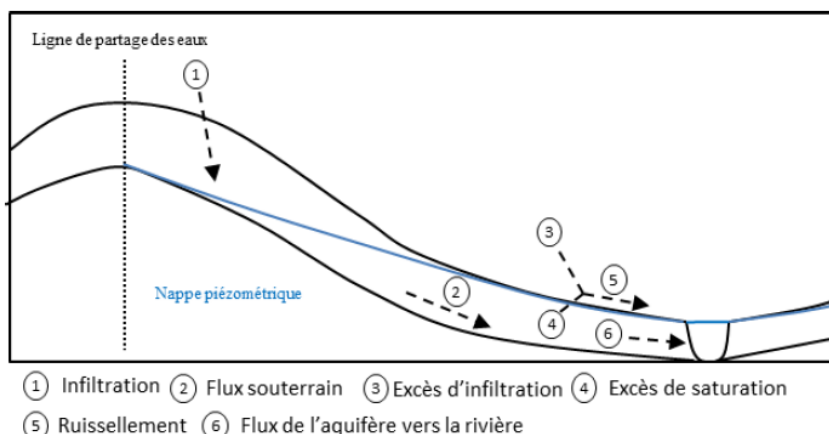
$$0 \leq s(x,t) \leq s_c(x,t)$$

avec :

- $x$  : la distance à la rivière [m]
- $N(x,t)$  : la recharge de l'aquifère [m/s]
- $s(x,t)$  : le stock dans l'aquifère [m<sup>2</sup>]
- $s_c(x,t)$  : le stock total dans l'aquifère [m<sup>2</sup>]
- $k$  : la conductivité hydraulique [m/s]
- $f$  : la porosité de drainage [-]
- $\omega(x)$  : la largeur [m]

$G_r$  et  $H$  correspondent à des fonctions de partitionnement pour gérer la transition dynamique entre un état saturé et un état non saturé (quand la zone de suintement disparaît). La formulation de ces fonctions est détaillée dans Marçais et al. (2017) ou bien dans le manuscrit de thèse de Quentin Courtois (Courtois, 2019).

Les différents types de flux observables à l'échelle du versant sont schématisés sur la **Figure II.10**.



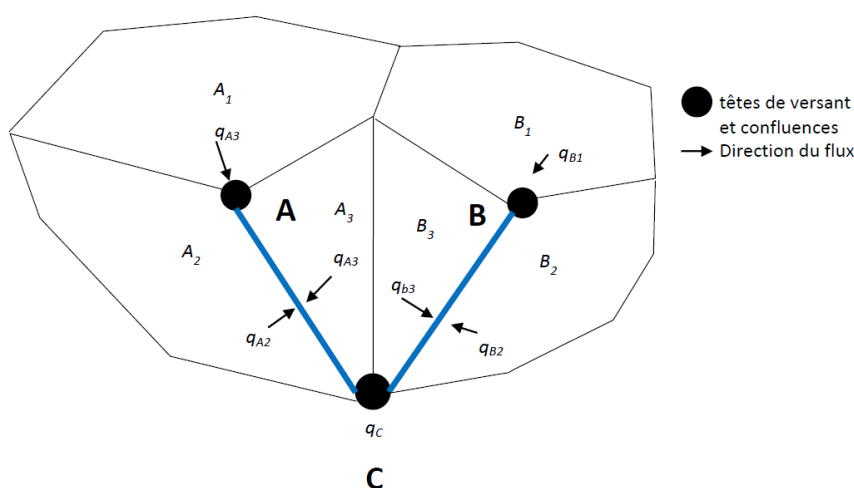
**Figure II.10.** Représentation schématique des différents types de flux à l'échelle du versant pour des aquifères libres de faible épaisseur : 1) La recharge des aquifères, 2) le flux souterrain, 3) le ruissellement par excès d'infiltration, 4) le ruissellement par excès de saturation, 5) le ruissellement de surface, et 6) le flux souterrain de l'aquifère vers la rivière (figure extraite de Courtois, 2019).

### II.3.1.3. Modélisation des écoulements superficiels

Lorsqu'une zone de suintement apparaît, le débit de la rivière correspond à la somme des flux souterrains et des flux de surface provenant de l'interception de la nappe avec la surface.

### II.3.1.4. Agrégation de l'échelle des versants à l'échelle régionale

La rivière accumule le long du réseau hydrographique les flux des versants contributifs. Ainsi, le débit des versants en amont d'un point donné sur le réseau hydrographique s'agrège au débit de la rivière. La contribution de ces versants est calculée pour chaque segment du réseau hydrographique comme schématisée sur la **Figure II.11**.



**Figure II.11.** Schéma d'intégration du débit dans la rivière (bleu) à partir des contributions des différents points (A, B, C) et versants (A1, A2, A3, B1, B2, B3) (figure extraite de Courtois, 2019).

### II.3.2. Approche de modélisation utilisée dans le cadre de la thèse

Pour analyser les débits des rivières, nous utilisons une forme simplifiée du modèle hs1D à partir des versants équivalents.

#### II.3.2.1. Définition d'un versant équivalent

Dans le cadre de la thèse, les étapes précédentes ne sont pas utilisées telles quelles. L'étape de décomposition d'un bassin versant en de multiples versants (étape 1) est suivie d'une étape de génération d'un profil de versant équivalent (**Figure II.12**). Après l'étape 1, le bassin versant est constitué d'un ensemble de versants définis par une discrétisation 1D d'un profil de pente  $\theta$  et de largeur  $\omega(x)$  en fonction d'une distance  $x$  à la rivière. Le versant équivalent correspond à la pente moyenne et à la somme des largeurs de ce profil.

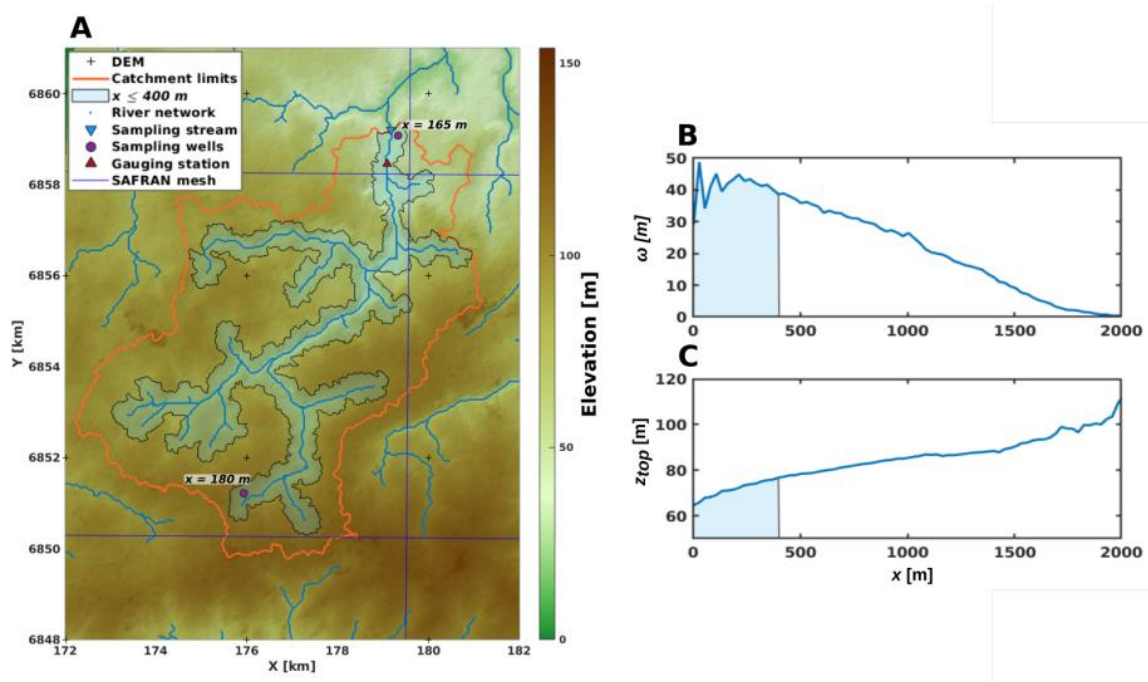


Figure II.12. Représentation d'un profil 2D de versant équivalent (figure extraite de Marçais et al. (2022)). A) Bassin versant du Guillec, délimité par la ligne rouge. Le réseau hydrographique est représenté par une ligne bleue et la bande colorée autour ce réseau définit une distance à la rivière. Les caractéristiques géomorphologiques du bassin versant (largeur (B) et pente (C)) sont calculées en fonction d'une isodistance à la rivière. La bande bleue sur les graphiques B et C correspond à la distance à la rivière délimitée sur le graphique A.

Par exemple, pour un bassin versant constitué de 100 versants, cette étape permet de simplifier le modèle en ne conservant qu'un seul profil de versant dont la géomorphologie est équivalente à celle du bassin versant (même superficie par exemple). L'utilisation d'un versant équivalent permet de réduire le temps de calcul nécessaire à la régionalisation des propriétés hydrodynamiques tout en conservant l'échelle fondamentale du versant pour la simulation physique des écoulements (Fan et al., 2019) et les propriétés

géomorphologiques caractéristiques d'un versant (pente, aspect de convergence, distance à la rivière) (Bogaart and Troch, 2006).

Afin de représenter une hétérogénéité des processus, nous dupliquons le versant équivalent en deux versants équivalents aux propriétés hydrauliques différentes. L'approche basée sur deux versants équivalents, et son application sur site, sont détaillées dans le Chapitre III.

### II.3.2.2. Calibration des paramètres

La définition des propriétés hydrodynamiques à l'échelle régionale est réalisée à partir d'une méthode de calibration basée sur l'exploration des paramètres hydrodynamiques. L'exploration des paramètres permet de faire varier un paramètre en conservant les autres constants selon une gamme de valeur prédéfinie, et de mesurer l'écart entre les données simulées et les données réelles.

Dans cette étude deux paramètres ont servi à l'exploration, la conductivité hydraulique  $K$  [m/h] et la lame d'eau maximale qui est le produit de la porosité  $\phi$  [-] et de l'épaisseur de l'aquifère  $d$  [m]. L'épaisseur de l'aquifère est ici considérée comme constante (30m), i.e., la pente de l'aquifère suit la pente de la surface, en cohérence avec la vision conceptuelle des aquifères stratiformes observés sur la région (Mougin et al., 2008).

Les paramètres de l'exploration sont répertoriés dans le **Tableau 2**.

Tableau 2. Gamme d'exploration des paramètres.

Paramètres	Gamme de valeurs	Unité	Nombre d'exploration
Conductivité hydraulique $K$	$10^{-4}$ to 10	m/h	50
Lame d'eau maximale $\phi.d$	0.03 to 15	m	50

La fonction objective permettant de mesurer la qualité de l'exploration, généralement utilisée dans la calibration des chroniques hydrologiques, est le Nash-Sutcliffe Efficiency ( $NSE$ ) représentée sous sa forme logarithmique ( $Nash-Log$ ) pour donner plus d'importance aux débits d'étiage (Nash and Sutcliffe, 1970).

$$NSE_{log} = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (\log(Q_m^t) - \log(Q_o^t))^2}{\sum_{t=1}^T (\log(Q_o^t) - \overline{\log(Q_o)})^2} \quad (\text{Eq.8})$$

avec :

- $Q_m^t$  : débits modélisés
- $Q_o^t$  : débits observés et
- $\overline{Q_o}$  : la moyenne des débits observés.

Les valeurs de  $Nash-Log$  sont comprises entre  $-\infty$  (moins bonne calibration) et 1 (calibration parfaite). Les modèles sont considérés corrects lorsque le  $Nash-Log$  est supérieur à 0.75 (Ritter and Muñoz-Carpena, 2013).

## Chapitre III. Estimation des propriétés hydrodynamiques : Application aux bassins versants de l'Arguenon et du Nançon

<b>III.1. Introduction</b>	40
III.2. Hillslope-scale exploration of the relative contribution of base flow, seepage flow and overland flow to streamflow dynamics	40
III.2.1. Résumé de l'article	40
III.2.2. Article	41
III.2.3. Conclusions de l'article	69
<b>III.3. Travaux complémentaires</b>	69
III.3.1. Calibration des paramètres d'un modèle à un versant équivalent	69
III.3.1.1. Emergence de deux espaces de solutions	69
III.3.1.2. Espace défini par l'existence d'aires saturées intermittentes (SA)	71
III.3.1.3. Espace défini par l'absence d'aires saturées intermittentes (NSA)	73
III.3.1.4. Synthèse des modèles à un versant équivalent	75
III.3.2. Variations des stocks dans le modèle à deux versants équivalents	75
III.3.2.1. Calcul des stocks	76
III.3.2.2. Dynamique des variations de stock sur les deux versants équivalents	76
III.4. Conclusion et perspectives	77



### III.1. Introduction

La première partie de notre démarche scientifique consiste à mettre au point une approche méthodologique qui permet d'identifier les facteurs de vulnérabilité des bassins versants aux événements de sécheresse. Pour cela, nous testons l'hypothèse selon laquelle les chroniques hydrologiques contiennent une information importante sur le milieu souterrain et sur l'hétérogénéité des processus. Nous effectuons alors une expérimentation sur deux bassins versants aux fonctionnements hydrologiques contrastés: l'Arguenon (104 km<sup>2</sup>) et le Nançon (67 km<sup>2</sup>), localisés en Bretagne (France). Nous évaluons le potentiel informatif des chroniques hydrologiques de ces deux bassins versants à partir d'une approche de modélisation utilisant l'exploration de paramètres hydrodynamiques. Le modèle hs1D, développé dans les thèses de Jean Marçais (Marçais et al., 2017) et de Quentin Courtois (Courtois, 2019), a été conçu pour la description des écoulements de subsurface dans les aquifères de socle cristallin. Dans le cadre de la thèse, une adaptation du modèle a été réalisée en intégrant une analyse basée sur deux versants équivalents pour représenter une hétérogénéité des processus d'écoulement. Ce qui est visé dans ce chapitre, c'est la capacité à extraire des données de débits de l'information sur les propriétés hydrodynamiques et leur hétérogénéité à l'échelle du bassin versant. Ce chapitre se base principalement sur une publication dans *Journal of Hydrology* (Cornette et al., 2022) et sur les travaux complémentaires associés.

### III.2. Hillslope-scale exploration of the relative contribution of base flow, seepage flow and overland flow to streamflow dynamics

#### III.2.1. Résumé de l'article

Les flux de surface et de subsurface interagissent à différentes échelles spatiales et temporelles à travers le développement d'aires saturées lorsque la nappe intersecte la surface topographique. Bien que ces interactions exercent un rôle important dans le partitionnement des processus d'écoulement, leur quantification reste un défi. Dans cette étude, nous utilisons une nouvelle approche de modélisation basée sur deux versants équivalents pour capter la variabilité spatiale et temporelle des principaux processus. Nous calibrons leurs propriétés hydrodynamiques de subsurface à partir des dynamiques temporelles des débits des rivières. Le modèle est testé sur deux bassins versants pilotes situés en Bretagne (France). Pour les deux bassins versants, le modèle est calibré avec succès sur 40 ans de données de débit. Les résultats montrent que des propriétés hydrodynamiques contrastées sont nécessaires, avec: (1) un versant relativement peu conducteur (conductivités entre  $3 \times 10^{-8}$  m/s et  $2 \times 10^{-6}$  m/s) qui favorise les écoulements de surface pendant les périodes de recharge tout en soutenant les débits en fin de récession grâce à une décharge lente de l'aquifère, et (2) un versant hautement diffusif (diffusivités entre  $5 \times 10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s et  $3 \times 10^{-1}$  m<sup>2</sup>/s) contrôlant la forme des récessions. Le fort contraste entre les deux versants révèle le rôle fondamental de l'hétérogénéité dans le contrôle des

fonctions stock-débit, excluant tout équivalent homogène à l'échelle du bassin versant. Les réponses, à l'échelle du bassin versant, intègrent des interactions complexes entre la recharge, les écoulements de subsurface et les écoulements de surface par le biais du volume de stockage des aquifères de subsurface et de l'étendue des aires saturées.

### III.2.2. Article

L'article est publié et disponible sur la version en ligne du *Journal of Hydrology*

<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127992>

# Hillslope-scale exploration of the relative contribution of base flow, seepage flow and overland flow to streamflow dynamics

**Nicolas Cornette<sup>1,2\*</sup>, Clément Roques<sup>1,3</sup>, Alexandre Boisson<sup>2</sup>, Quentin Courtois<sup>1</sup>, Jean Marçais<sup>4</sup>, Josette Launay<sup>5</sup>, Guillaume Pajot<sup>5,6</sup>, Florence Habets<sup>7</sup>, Jean-Raynald de Dreuzy<sup>1,6</sup>**

<sup>1</sup> Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes - UMR 6118, F-35000 Rennes, France

<sup>2</sup> BRGM - DAT Bretagne, Rennes, France

<sup>3</sup> Centre for Hydrology and Geothermics (CHYN), Université de Neuchâtel, Neuchâtel, Switzerland

<sup>4</sup> INRAE, UR Riverly, F-69625 Villeurbanne, France

<sup>5</sup> CRESEB, Rennes, France

<sup>6</sup> Univ Rennes, CNRS, OSUR - UMS 3343, F-35000 Rennes, France

<sup>7</sup> CNRS UMR 8538, Laboratoire de Géologie, École Normale Supérieure, PSL Research University, 75005 Paris, France

Corresponding Author: Nicolas Cornette (nicolas.cornette@univ-rennes1.fr)

**Keywords:** Hillslope-scale, groundwater-surface water interactions, Boussinesq, equivalent hillslope, seepage flow

## **Highlights:**

- Groundwater-surface water interactions are studied in two shallow aquifers
- A combination of hillslope processes shapes the catchment-scale streamflows.
- Low-conductive hillslopes enhance overland flows and sustain late recessions.
- High-diffusive hillslopes shape the event- and seasonal-scale recessions.
- Hydraulic properties are significantly heterogeneous at the catchment scale.

## **Abstract**

Surface and subsurface flows interact at different spatial and temporal scales through the development of saturated areas occurring when the aquifer reaches the surface. While this interaction exerts a strong control in the partitioning of water between base flow, seepage flow and overland flow, its quantification remains a challenge. Here, we propose a novel modeling approach based on two equivalent hillslopes to capture spatial and temporal variabilities of the main processes. We calibrate their subsurface hydraulic properties based on the temporal dynamics of stream discharge. The model is tested on two pilot catchments located in Brittany (France). For both catchments, the model is successfully calibrated on 40 years of stream discharge data. The results demonstrate that contrasted hydraulic properties are required, with: (1) a relatively low conductive hillslope (conductivities between  $3 \times 10^{-8}$  m/s and  $2 \times 10^{-6}$  m/s) enhancing overland flows during recharge periods while also sustaining low flows in the late recession period through slow aquifer discharge, and (2) a highly diffusive hillslope (diffusivity between  $5 \times 10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s and  $3 \times 10^{-1}$  m<sup>2</sup>/s) dominantly shaping the event- to seasonal-scale streamflow recession behavior. The strong contrast of the two hillslopes reveals the fundamental role of heterogeneity in controlling groundwater storage-discharge functions, ruling out any homogeneous equivalent at the catchment scale. Low flows appear to be a non-obvious combination of the contributions of the two hillslopes, the less diffusive hillslope catching up to the more conductive one by the end of the low flow period. Catchment-scale responses integrate complex interactions between recharge, groundwater and overland flows through the volume of subsurface storage and the extent of the saturated area.

## **Introduction**

At the regional to continental scale, the feedback mechanisms between climate, groundwater storage and stream discharge dynamics are critical in controlling flow partitioning within the water cycle (Abbott et al., 2019; Anderson and Burt, 1978; Hewlett and Hibbert, 1967; Sophocleous, 2002). At the local streambed scale, these feedbacks are also key in the regulation of processes by enhancing biogeochemical activities through the mixing of different water types (Bartsch et al., 2014; Chae et al., 2006; Hyun et al., 2011). At the intermediary hillslope to catchment scales, they are also critical since the intersection of the groundwater table with the topography leads to the discharge of subsurface water and controls the emergence of the surface stream and wetland networks (Devauchelle et al., 2012; Dunne and Black, 1970; Messenger et al., 2021). At the surface, groundwater seepage occurs under a variety of hydrogeological conditions such as low relief, limited aquifer depth, low hydraulic conductivity and porosity or when average recharge rates are significantly high with respect to aquifer transmissivity (Condon and Maxwell, 2015; Gleeson et al., 2011a; Haitjema and Mitchell-Bruker, 2005; Price, 2011). Such conditions have been found in numerous settings from the crystalline regions under temperate or cold climates (Dewandel et al., 2021; Kolbe et al., 2016, 2020; Wyns et al., 2004) to the glaciated headwater catchments (Devito et al., 1996) or the clay areas with undulating landscapes (Dahl et al., 2007). Groundwater-surface water interactions thus appear to be mainly shaped by the relative depth of the water table with respect to the geomorphic features of the landscape (Bresciani et al., 2014; Gleeson and Manning, 2008; Haitjema and Mitchell-Bruker, 2005).

Even though these interactions are well identified, groundwater and surface water processes have mostly been handled independently at the hillslope to catchment scales (Staudinger et al., 2019). For example, the analysis of streamflow recessions has extensively been used to estimate hydraulic properties of the groundwater system assuming that overland flows can be neglected in low-flow periods. Analytical solutions are derived from the integration of simplified hillslope configurations neglecting surface-groundwater interactions (Brutsaert and Nieber, 1977). Relations between groundwater storage and stream discharge dynamics have been further extended with transfer functions (Kirchner, 2009). Similarly, models relying on interconnected reservoirs (Perrin et al., 2001) consider such interactions through the transfer of water between both surface and subsurface reservoirs where the fluxes are dependent on the subsurface storage and an exchange coefficient. Surface-groundwater interactions are, however, more complex than a first-order reservoir overflow. They imply spatial and temporal evolutions also driven by the variations of the saturated areas. At the hillslope scale, contribution of aquifers to stream discharge is typically composed of: i) fast groundwater transfers through shallow soil or highly permeable lithological units; ii) slow groundwater flow, mainly influencing baseflow regimes and; iii) fast saturation-excess overland flows (Brutsaert, 2005). The partitioning between these slow and fast flow components is controlled by the precipitations rates, the

intensity of the seepage flow, and more fundamentally, by the depth and gradient of the groundwater table. Groundwater seepage and saturated areas occur at specific locations along the hillslope, typically emerging downslope, near the main stream channel (Dunne and Black, 1970). They can also develop after steep slopes (Kolbe et al., 2016), downhill of plateaus with low hydraulic conductivities (Bresciani et al., 2014; Ogden and Watts, 2000), or be induced by convergent geomorphology (Aryal et al., 2002, 2003; Paniconi et al., 2003). They occur predominantly in wet conditions, even though some of them may remain active during extended dry periods due to steady groundwater inputs (Ala-aho et al., 2017). An important scientific challenge remains to represent such key processes involved at the surface-subsurface interface both at the catchment and the regional scales and quantify their relative contribution (Blöschl et al., 2019). While global scale climate and land surface models give the major trends of atmospheric and surface processes, they cannot go down to the hillslope scale (Fan et al., 2019; Xiao et al., 2019).

We therefore aim at studying the impact of these hillslope processes on streamflow dynamics by modeling two pilot catchments in Brittany (France) where poorly permeable and shallow aquifers within low-relief landscapes lead to the emergence of dense networks of streams and wetlands well connected to the groundwater system (Dewandel et al., 2021; Franks et al., 1998; Gascuel-Oudoux et al., 2010). We use stream discharge time series to inform the hillslope model designed to capture the combination of processes and quantify their relative contributions. We consider an equivalent hillslope model to quantify the temporal dynamics of surface-subsurface interactions. The assumption of considering hillslope as the representative elementary scale to describe the dominant processes is supported by the strong hillslope organization of groundwater and seepage flow typical of lowland crystalline basement regions (Fan et al., 2019; Kolbe et al., 2016; Loritz et al., 2017). With this approach, we also aim at identifying the first-order geomorphological and geological controls on streamflow dynamics. A better understanding of the processes and their relative contributions to the temporal dynamics of streamflow is essential for the management of water resources, which, to date, mostly relies on empirical data, sparse observations and simplified models to predict catchment-scale responses to climate forcing (Fangmann and Haberlandt, 2019). The need for accurate predictions is even reinforced in the perspective of global changes (Famiglietti, 2014). The parsimonious approach proposed in this study seeks to advance the incorporation of process-based predictions of surface-groundwater interactions to move toward efficient management of water resources.

## **2. Study sites and modeling framework**

### **2.1. Study sites description**

We investigated the relative importance of base flow and seepage flow on the two Arguenon and Nançon headwater catchments located in the Brittany region (**Figure III.1**).

Both catchments have been previously monitored for freshwater supply (Dewandel et al., 2021) and for water quality issues linked to high nitrate inputs for agriculture (Dupas et al., 2020; Widory et al., 2004). They are subject to the same temperate oceanic climate typical of the north-western regions of France. Hydrometeorological data, i.e. precipitation, evapotranspiration, infiltration and surface runoff - were extracted from the SAFRAN reanalysis and ISBA land surface model (Habets et al., 1999; Noilhan and Planton, 1989) available in the SURFEX modeling platform developed by the French meteorological service Météo-France on an 8 km by 8 km grid (Le Moigne, 2009; Masson et al., 2013). Climatic conditions are similar for both catchments with an average annual precipitation of about 850 mm/yr. On average 550 mm/yr returns to the atmosphere through evapotranspiration, 65 mm/yr runs off directly to the river network due to infiltration excess capacity and 235 mm/yr infiltrates and constitutes the aquifer recharge. Both catchments have similar morphologies with catchment areas of 104 km<sup>2</sup> and 67 km<sup>2</sup> for the Arguenon and Nançon, average slopes of 3-4% and divergent shapes, as typically encountered in Armorican landscapes (Crave and Davy, 1997; Lague et al., 2000). They differ by their drainage density with higher values for the Nançon (1.5 km<sup>-1</sup>) compared to the Arguenon (0.67 km<sup>-1</sup>) and by their average hillslope length of about 1000 m for the Nançon and about 2250 m for the Arguenon. The Arguenon also has less wetlands (5% of the surface compared to 9% for the Nançon) according to a field survey from the "water development and management plan" authorities.

Streamflow data are made available by the Regional Department for the Environment, Development and Housing (DREAL) at a daily time-step at the catchment outlets and are compiled in the national hydroportail database from 1970 to 2012 for the two catchments studied (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>). Neither of the catchments is influenced by strong anthropogenic influences like dams or intensive pumping. Their annual water balances are similar as shown by their respective average specific discharge of 0.25 m/yr and 0.29 m/yr for the period 1970-2012. Their maximum peak specific discharges over the 42 years are of the order of 10<sup>-3</sup> m/d. They differ by more pronounced low flows of 10<sup>-5</sup> m/d for the Arguenon compared to 10<sup>-4</sup> m/d for the Nançon. Such differences are classical in the Brittany region suggesting the potential influence of geological settings as previously suggested (Mougin et al., 2008). Both catchments are located in crystalline areas where the primary hydrodynamic properties coming from metamorphic and granitic rocks are known to be low (Gleeson et al., 2011b, 2014). They differ by their lithologies. The Nançon catchment is principally covered by granitic rocks, mainly granodiorite while the Arguenon is composed of around 25% of granitic rocks (granodiorite) and 75% of metamorphic rocks, mainly Brioverian schists and shales (**Figure III.1**). Secondary processes resulting from phases of erosion, tectonic activities and weathering have modified permeability and connectivity at the catchment scale (Ballèvre et al., 2009; Bonnet et al., 2000; Guillocheau et al., 2003), enhancing groundwater storage and flow as typically encountered in shallow subsurface aquifers (St. Clair et al., 2015; Taylor and Howard, 2000; Wyns et al., 2004). The structure of the aquifer system is described as stratiform composed from top to bottom of

a capacitive saprolite layer, a transmissive fissured horizon and a poorly permeable fresh basement except for large tectonic fractures (Acworth, 1987; Dewandel et al., 2006; Roques et al., 2014, 2016; Taylor and Howard, 2000; Wright and Burgess, 1992).

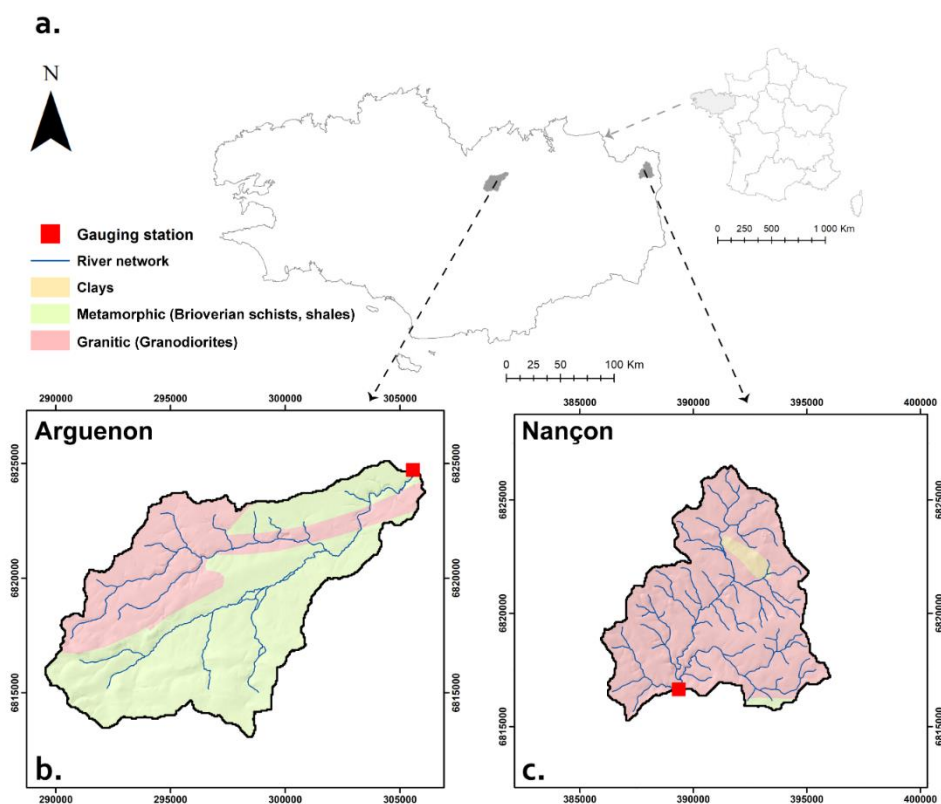


Figure III.1. Location and simplified geological map of the two headwater catchments Arguenon and Nançon. The red squares identify the locations of the gauging stations where discharge was measured.

## 2.2. Hydrological modeling scheme

### 2.2.1. Hydrometeorological model SURFEX

We use the land surface model SURFEX for the infiltration and surface runoff handled at a 8 km by 8 km resolution as forcing terms to the essential sub-grid hydrological processes modeled in this study (**Figure III.2a**) (Le Moigne et al., 2020; Masson et al., 2013; Vergnes et al., 2020). SURFEX is a modeling platform solving the water and energy budgets with the ISBA soil-biosphere-atmosphere model forced by the atmospheric inputs of the SAFRAN meteorological reanalysis (Durand et al., 1993; Quintana-Seguí et al., 2008; Vidal et al., 2010). SURFEX computes the partitioning of precipitations between evapotranspiration, surface runoff, and soil drainage considered as infiltration and thus as the aquifer recharge in this study (Decharme and Douville, 2006; Habets et al., 1999). The surface runoff is routed directly to the stream network through an offline coupling and added to the groundwater flows (**Figure III.2b**) computed from the implemented model (Caballero et al., 2007; Habets et al., 2008; Vergnes et al., 2020). Note that we normalize



the infiltration and surface runoff terms by the observed discharge to equilibrate the water balance (normalization factors of 1.24 for Arguenon and 0.94 for Nançon).

SAFRAN is an atmospheric analysis that was first devoted to the Alps mountain (Durand et al., 1993) and then extended to France (Quintana-Seguí et al., 2008) and is available for more than 60 years (Le Moigne et al., 2020; Vidal et al., 2010). SAFRAN associates in-situ data with atmospheric reanalysis to provide all the surface atmospheric variables (solid and liquid precipitations, 2m temperature and humidity, 10m wind speed, direct and diffuse solar radiation, atmospheric radiation). The ability of the SAFRAN analysis to reproduce the in-situ data was assessed (Quintana-Seguí et al., 2008; Vidal et al., 2010) with especially good results on temperature and precipitation, and outperforms other existing atmospheric analyses (Raimonet et al., 2017). The quality of the SAFRAN analysis was part of the choice of the Rhone basin for the GEWEW experiment devoted to aggregation (Boone et al., 2004). The land surface scheme Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere model (ISBA) is devoted to estimate the surface fluxes for weather numerical model, and thus, a special attention was paid to the assessment of the evapotranspiration, using either direct in situ data (Decharme et al., 2019; Habets et al., 1999; Napoly et al., 2017) or water balance approaches (Boone et al., 2004; Habets et al., 1999; Le Moigne et al., 2020). The ECOCLIMAP database provides physical parameters of the soil and vegetation at a resolution of 1 km by 1 km (Faroux et al., 2013; Masson et al., 2003).

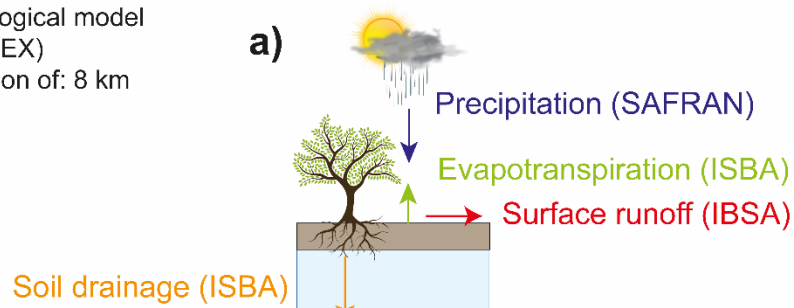
In this study, the soil and vegetation parameters are averaged at the same scale than SAFRAN, so that a single estimation of the evapotranspiration is provided at that scale. However, it is known that some variations of the evapotranspiration flux can occur at finer spatial scale, due to land use contrast, especially hedgerow that used to be common in Brittany, and topography that affect soil moisture accumulation and connection with the groundwater (Thomas et al., 2012). It is a recurrent issue in hydrology that the characteristic scale of the climate forcings may be different from that of the processes and must involve sub-grid models. This is for example the case for mountain catchments where variations in topography on a scale of 100 meters must be taken into account to represent orographic effects, snow cover (Giorgi et al., 2003; Lafaysse et al., 2011), their consequences on the triggering of floods (Vincendon et al., 2010; Yu and Lane, 2011) and on the monitoring of groundwater resources (He et al., 2016; Henriksen et al., 2003; Vergnes et al., 2020, 2014). Similarly, the hydrological dynamics of the Arguenon and Nançon requires the implementation of a sub-grid model that represents the saturation dynamics of the hillslope linked to the relative alternance between the base flow, seepage flow and overland flow, itself conditioned by the geomorphological and geological structures of the hillslope. This is precisely what we achieve in this study by combining the quality of SURFEX reanalyses for precipitation and evapotranspiration at the 8 km scale and the need to represent hillslope hydrological processes at a much finer scale to capture the distribution of fluxes between its different surface and subsurface components.

### **2.2.2. Hillslope morphology**

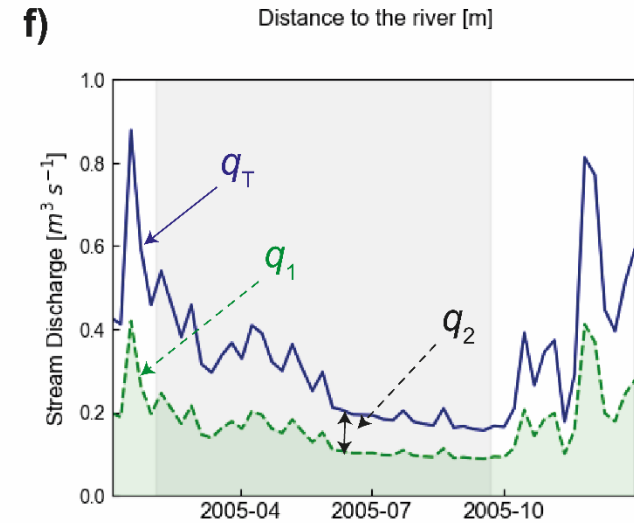
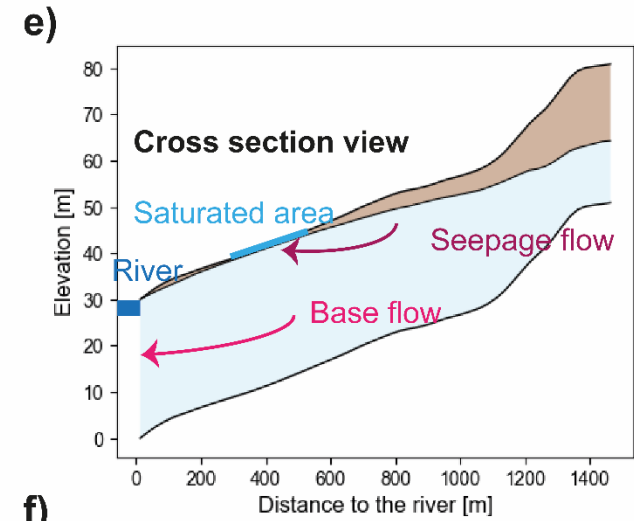
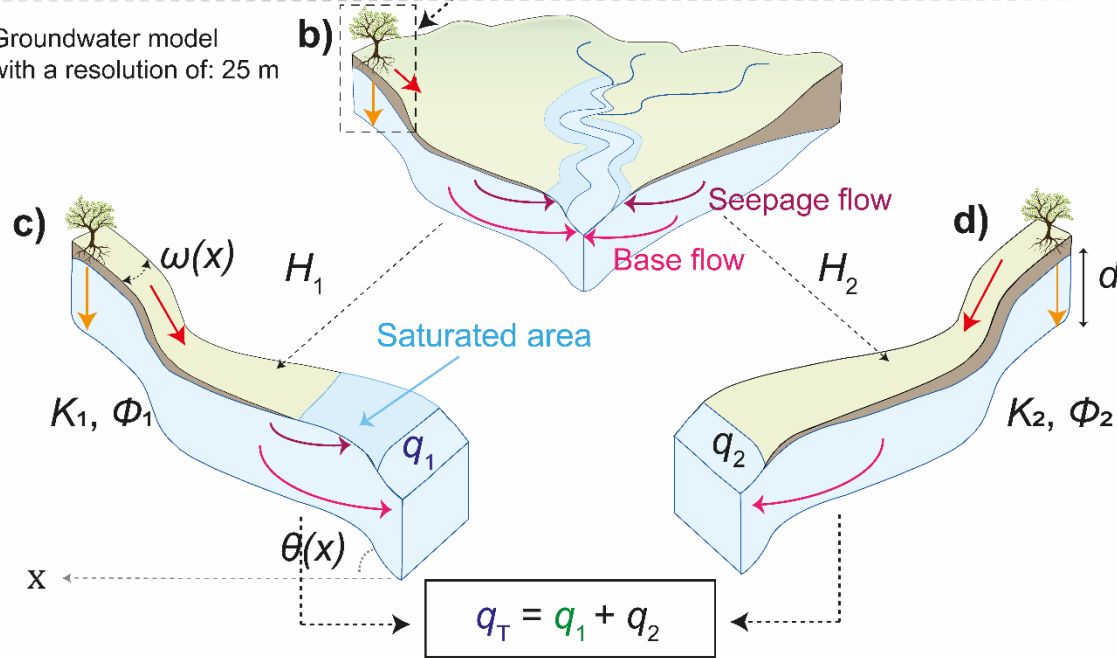
The catchment area and stream network are defined from the location of the gauging station using the French Digital Elevation Model (DEM) BD ALTI® at a resolution of 25 m (<https://geoservices.ign.fr/bdalti>). We applied a surface flow accumulation routine to define the stream network and checked its accuracy with available 1:25000 maps from the national geographical institute (<https://www.geoportail.gouv.fr>). We assume that the hydrogeological catchment boundaries are similar to the one of the topographical one. This assumption is justified by the relatively low topographical gradients, the short hillslope lengths (1500 m) and the limited thickness of the aquifer on the order of 30 m (Gburek and Folmar, 1999; Kolbe et al., 2016; Roques et al., 2014).

From the DEM, we first compute the geometry of an equivalent hillslope at a resolution of 25 m for each of the catchments studied using standard DEM analysis methods (Bogaart and Troch, 2006; Schwanghart and Kuhn, 2010; Troch et al., 2003). The equivalent hillslope is defined by integrating the catchment properties on iso-distances to the streams. It is defined by its width profile  $\omega(x)$  [m] and its topographical slope  $\theta(x)$  [-] as functions of the iso-distance to the river  $x$  [m] (**Figure III.2c,d**) (Fan and Bras, 1998; Marçais et al., 2017). The equivalent hillslope is a simplified representation of the catchment integrating some of the main geomorphological characteristics of the catchment including the mean hillslope length, its planform shape (converging/diverging) and the overall evolution of its slope from the river to the water divide.

Hydrometeorological model  
(SURFEX)  
with a resolution of: 8 km



Groundwater model  
with a resolution of: 25 m



**Figure III.2.** Conceptual representation of the hydrological modeling scheme. a) The SURFEX hydrometeorological model partitions precipitation from SAFRAN reanalysis into surface runoff and infiltration at a resolution of 8 km. b) The groundwater model simulates the water table evolution and the hydrological sub-grid processes at a resolution of 25 m using the infiltration as input. When the water table reaches the surface, the generated seepage flow is added to the slow base flow and to the fast surface runoff routed directly to the river to yield the river discharge. c, d) The equivalent hillslope is duplicated in 2 equivalent hillslopes having the same morphology and hydroclimatic inputs but differing effective hydraulic properties to represent the spatial and temporal variations of the seepage flow and base flow. The two hillslopes sketch, respectively, a lower conductive hillslope  $H_1$  (c) leading to a fast response with high seepage flows and a slow base flow ( $H_1$  discharge  $q_1$ ) and a higher conductive hillslope  $H_2$  (d) with extended contribution after recharge periods ( $H_2$  discharge  $q_2$ ). e) Elevation profile of the equivalent hillslope as a function of the distance to the river at which processes are modeled. f) Hillslope contributions are summed to get the catchment scale discharge.

### 2.2.3. Equivalent hillslope Boussinesq model for groundwater flows

Base flow is modeled at the hillslope scale assuming that flows can be vertically integrated leading to the equation of Boussinesq (Boussinesq, 1877). It eventually relates the local discharge to the spatial and temporal change in storage (Hilberts et al., 2004; Paniconi et al., 2003; Troch et al., 2003). Interception of the water table with the surface is introduced by thresholding the storage capacity (Marçais et al., 2017). When the water table intersects the surface, the flow in excess is returned to the surface as seepage flow (**Figure III.2e**).

### 2.2.4. Effective parameterization

To represent the spatial variability in a parsimonious way, we duplicated the equivalent hillslope in two equivalent hillslopes  $H_1$  and  $H_2$ . Both equivalent hillslopes have the same morphologic profiles and hydroclimatic inputs but different effective hydraulic conductivities  $K$  [m/s] and porosities  $\phi$  [-] (**Figure III.2c,d**). Effective hydraulic properties are considered as a bulk representation of the distribution of hydraulic conductivity and porosity at the hillslope scale. It upscales the local heterogeneity arising from the presence of different lithologies, fractures, geological discontinuities and geometry of the weathering profile. We set a constant aquifer thickness  $d$  [m] of 30 m on both hillslopes in agreement with the observed thickness of shallow weathered/fractured compartment on the two pilot catchments (Mougin et al., 2008). This constant aquifer thickness is consistent with the general conceptual model of stratiform crystalline aquifers, whose thicknesses of the main transmissive aquifer are commonly estimated to be between 10 m and 40 m (Mougin et al., 2008). Hence the effective representation of the hillslope assumed a constant thickness of the conductive zone. Note that the 30 m thickness is larger by a factor of 10 than the annual water table fluctuation observed in the region (Dewandel et al., 2021; Kolbe et al., 2016; Mougin et al., 2008). Further results will be presented using the maximal water height defined as the product of the porosity with the aquifer thickness. We

force the two equivalent hillslopes to contribute, on average, equally to the observed discharge by attributing the same representative area to each of them. Instantaneous contributions can still be highly different. We assumed that the surface runoff is uniformly distributed along the two equivalent hillslopes and add it to the hillslope flows  $Q_1$  [m/d] and  $Q_2$  [m/d] (**Figure III.2f**). Calibration of the groundwater model to the discharge data provides two sets of hydraulic conductivities and porosities.

### 2.3. Numerical methods

Uppermost and lowermost boundary conditions are taken as no-flows and fixed storage downstream to ensure a constant connection with the river. The resulting equations discretized with the mixed-element scheme leads to a differential-algebraic system of equations solved with the backward differentiation method implemented in the sundials software suite (Reynolds et al., 2019). All details can be found in Marçais et al. (2017).

In the relatively humid conditions considered in this study, the stream will be assumed to be always gaining and never losing. This agrees with local observations on the Nançon watershed made in summer 2017 (low water level conditions) by Dewandel et al. (2021) showing piezometric levels remaining above the stream elevation.

Effective hydraulic conductivities and porosities are calibrated by minimizing the error between observed and modeled discharge timeseries averaged at the weekly time scale. The weekly time scale has been chosen to highlight the processes related to the subsurface and filter the rapid processes occurring in the river. The approach is straightforwardly configured by the DEM analysis and enables a fast exploration of the parameter space for calibration, while also keeping a physical description of the base flow, of the seepage flow and of the variability of the saturated areas (Marçais et al., 2017). Calibration is performed by a regular logarithmic parameter space exploration from  $10^{-8}$  to  $10^{-2}$  m/s for the hydraulic conductivity based on previous studies on crystalline basement catchments in Brittany (Clément et al., 2003; Dewandel et al., 2021; Kolbe et al., 2016; Le Borgne et al., 2004; Martin et al., 2006; Roques et al., 2014). Porosity is explored in the range of 0.1% (Singhal and Gupta, 2010) to 50% (Kovács, 2011; Wright and Burgess, 1992). In the cases handled below, a resolution of 50 values for each of the parameters has been found to be adequate. Finer resolutions tested on preliminary simulations led to the same conclusions.

Parameter space exploration has been optimized by performing the simulations first considering only one equivalent hillslope providing 2500 ( $50^2$ ) aggregated simulations. Then, we aggregate again the simulations with their duplicates for the two-equivalent hillslope model, resulting in 6250000 ( $2500^2$ ) simulations. Calibration is performed with two selection criteria described below:

- The first criterion refers to the presence of a saturated area developing uphill of the stream during the wet period as reported by previous works (Dewandel et al., 2021). Indeed, it is observed that, the relatively wet conditions of Brittany extend the

saturated area to the side of the river during the recharge period. Assuming that the saturated area is not limited to the river is a critical point of the modeling approach to ensure representation of both seepage and base flows. Any model that would not comply with this criterion is excluded. It is especially the case of highly diffusive models for which the water table of the aquifer would remain all year much below the surface. Although defined as a binary selection criterion, i.e. of presence or absence of saturated area, we will see that it is a key constrain to reduce model uncertainty and describe the major processes involved.

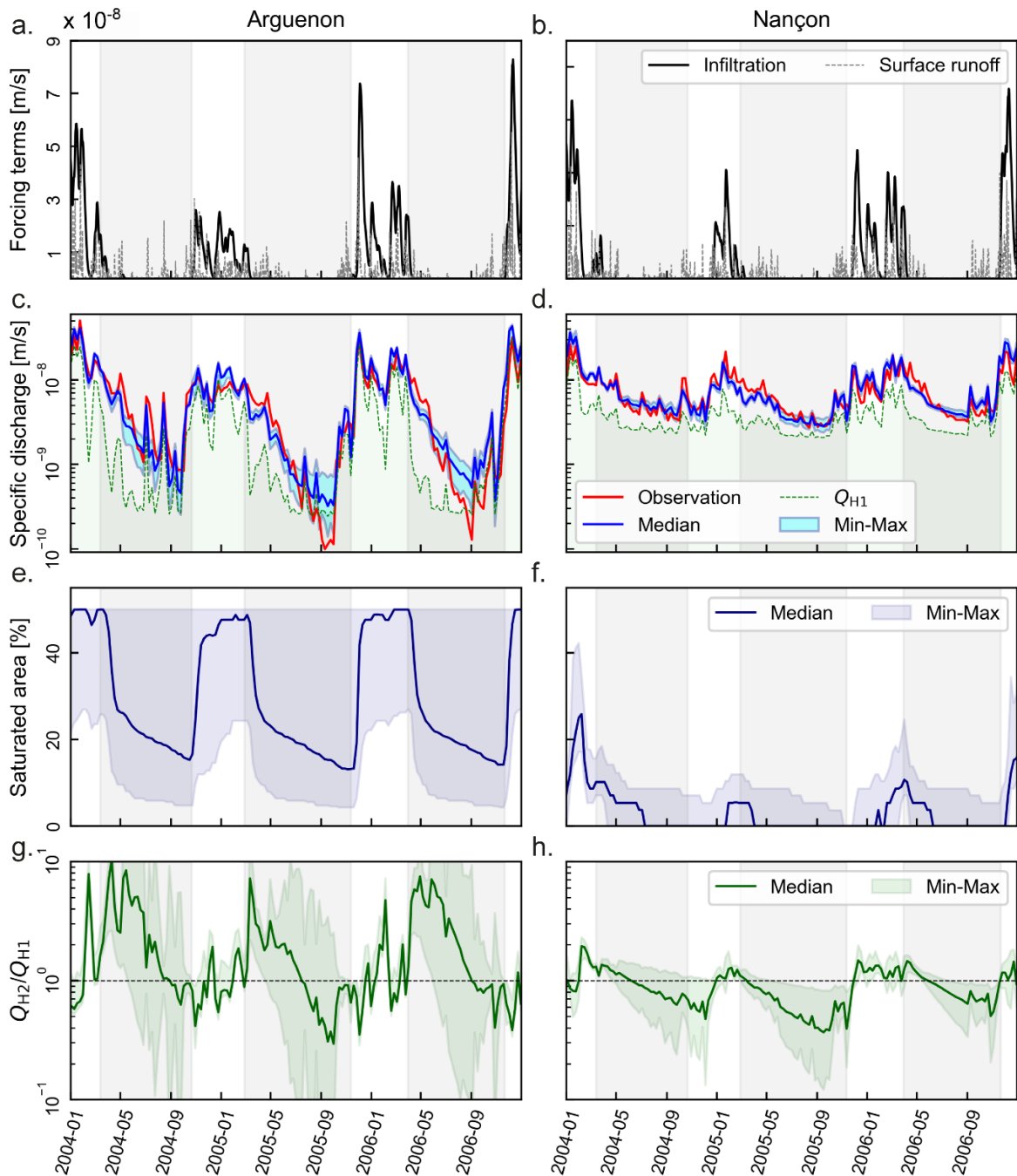
- The second model selection criterion is related to the estimation of the catchment discharge. The Nash Sutcliffe Efficiency index (*Nash*) is taken as the optimization criterion (Nash and Sutcliffe, 1970). It is computed over the logarithm of the discharge data to equilibrate the relative importance of the low and high flows in the calibration process. Full agreement is obtained for a value of the *Nash-log* coefficient of 1. Models can be considered acceptable for *Nash-log* values larger than 0.65 and good when higher than 0.8 (Ritter and Muñoz-Carpena, 2013). Simulations were selected when their corresponding *Nash-log* value were at least equal to 97.5% of the maximum *Nash-log* values obtained over the whole parameter exploration space.

### 3. Results

#### 3.1. Model performances

Models on both catchments were calibrated using the systematic exploration method described in **section 2.3**. Simulations were performed with the infiltration forcing term extracted from SURFEX (**Figure III.3a,b**). The calibrated models provide accurate representation of streamflow dynamics for both Arguenon and Nançon catchments (**Figure III.3c,d**). The modeled discharge (blue line) follows closely the observed discharge (red line) over the three year period displayed here (2004-2006) as well as for the full time series 1970-2012 (**Figures A.1-2-3**). According to the two selection criteria given in **section 2.3**, 15845 and 10673 models out of the 6250000 models were retained. It represents around 0.2% of the total model explored with mean *Nash-log* values of 0.83 and 0.78 for the Arguenon and Nançon, respectively (**Tableau 3**). Despite their relatively large numbers, the calibrated models share the same trends as shown by their limited variability (cyan area on **Figure III.3c,d**).

III.2 - Hillslope-scale exploration of the relative contribution of base flow, seepage flow and overland flow to streamflow dynamics



**Figure III.3.** Results and performances of the calibrated models for the 2004-2006 period. Results over the whole 1970-2012 period are given in **Figures A.1-2**. Left and right columns represent respectively the results for the Arguenon and Nançon catchments. The successive grey and white bands underline the overall recession period from April to October and recharge period from November to March. a) and b) show the infiltration timeseries and the surface runoff given by the SURFEX hydrometeorological model. Precipitation and evapotranspiration timeseries are given in Appendix (**Figure A.4.**) c) and d) display observed (red) and modeled (blue and green) specific discharge timeseries. Green curves represent the median discharge from the selected  $H_1$  hillslope models, i.e. the hillslope with the lower hydraulic conductivity. The blue lines and cyan areas represent the cumulated modeled discharge and its variability for the two equivalent

hillslopes  $H_1$  and  $H_2$ . The difference between the blue and green curves illustrates the contribution of the less saturated hillslope  $H_2$ . e) and f) display the evolution of the median catchment saturated area among models (navy blue line) and its variability (navy blue area). g) and h) show the ratio of discharge between the two hillslopes  $Q_{H2}/Q_{H1}$ . The horizontal dashed line underlines the value of 1 above which discharge is dominantly controlled by the hillslope  $H_2$  and below which it is dominated by  $H_1$ .

A detailed inspection of the discharge time series shows that the representation of both low and high flow dynamics are accurate without showing any systematic deviation. For the higher flows, the good model performances come from the quality of the reanalysis provided by the land-surface model SURFEX and by the ability of the groundwater model to partition the recharge flux to a part quickly routed to the river as seepage flow, and another part, much slower, transferred by base flow with a sub-grid discretization at a resolution of 25 m. The proportion of the discharge that is quickly routed to the river is conditioned by the extension of the saturated area. Larger saturated areas lead to more intense seepage flows during precipitation events. It speeds up the response of the catchment and produces the rapid variations of the observed discharge. The modeled saturated area can go up to 50% of the total catchment surface for the Arguenon (**Figure III.3e**). It rapidly expands at the beginning of the wet season when the intensification of precipitations and the decrease of evapotranspiration enhance infiltration and groundwater storage. For the Nançon, the modeled saturated area displays lower values with less variability, in agreement with the high piezometric values only close to the streams (**Figure III.3f**). The limited extent of the modeled saturated area suggests higher infiltration rates and, in turn, higher transient storage with more resilient contribution to discharge during the recession period (**Figure III.3d**).

The higher buffering capacity of the Nançon is confirmed by the relative contributions of the two hillslopes  $H_1$  and  $H_2$  (**Figure III.3e,f**). For the Arguenon catchment,  $H_1$  shows higher contributions to the total discharge during the high flow period (white bands) as shown by a predominance of  $Q_{H1}$  over  $Q_{H2}$  ( $Q_{H2}/Q_{H1} < 1$ , Fig. 3g). An important proportion of the infiltration input is directly intercepted by the extended saturated area (**Figure III.3e**).  $Q_{H2}/Q_{H1}$  widely varies between 0.3 and 10. For the Nançon catchment, contributions of the two hillslopes appear to be more equilibrated with  $Q_{H2}/Q_{H1}$  only varying between 0.4 and 2 (**Figure III.3h**). The larger buffering capacities of the Nançon are directly related to smaller differences between the contributions of quick and slow hillslopes  $H_1$  and  $H_2$  and by lower heterogeneities as will be further investigated in the next section.

By the end of the recession, the contribution of  $H_1$  becomes larger because  $H_2$ , with its higher diffusivity, emptied faster leading eventually to lower contributions. In some sense, the contributions of the two hillslopes tend to equilibrate in the low flow period when the less conductive hillslope compensates the lack of recharge by a slower discharge. Low flows thus appear to be a non-obvious combination of the contributions of the two hillslopes. It is not a simple dominant contribution of one of the hillslopes nor a simple



succession of contributions of the two hillslopes. It is a more intricate combination of the two hillslopes, the less diffusive hillslope catching up the more conductive one by the end of the low flow period. It also explains how the two-equivalent hillslope models can comply with a much larger diversity of low flow signals. It should eventually be noted that the combination of the hillslope contributions would be difficult to catch analytically as it does not only depend on their diffusivities but also on their initial storage, itself determined by the share between the recharge and the overland flow during the wet season.

### 3.2. Model parameters

Estimated hydraulic conductivities  $K_1$  and  $K_2$  from selected models cover five orders of magnitude between  $2.8 \times 10^{-8}$  m/s ( $\text{Log } K_1 = -7.56$ ) and  $2.8 \times 10^{-3}$  m/s ( $\text{Log } K_2 = -2.55$ ) (**Tableau 3**). They span the full range of values explored by the model (set to  $10^{-8}$ - $10^{-2}$  m/s). For both Arguenon and Nançon, the two hillslopes  $H_1$  and  $H_2$  display quite different properties. The hydraulic conductivity and maximal water height of  $H_1$  are better defined than the ones of  $H_2$ .  $K_1$  and  $\phi_1 d$  vary by factors of 21 and 11, respectively, while  $K_2$  and  $\phi_2 d$  range by factors of 100 and 50.  $K_2$  and  $\phi_2 d$  are poorly defined but the diffusivity  $K_2 d / \phi_2$  is well constrained and only ranges by a factor of 4 at most. The less pervious hillslope ( $H_1$ ) has a well-defined hydraulic conductivity while the more pervious hillslope ( $H_2$ ) is characterized by a well-defined diffusivity. We investigate more closely the specific hydraulic behaviors of  $H_1$  and  $H_2$ .

Tableau 3. Calibrated parameters and model performance

	Arguenon			Nançon		
	<i>min</i>	<i>mean</i>	<i>max</i>	<i>min</i>	<i>mean</i>	<i>max</i>
<b>Log <math>K_1</math></b>	-7.56	-6.89	-6.23	-5.72	-5.66	-5.62
<b><math>\phi_1 d</math> [m]</b>	1.3	3.7	8.9	1.3	6.8	15.0
<b>Log <math>K_2</math></b>	-4.29	-2.80	-2.55	-5.21	-3.98	-3.37
<b><math>\phi_2 d</math> [m]</b>	0.3	6.8	15.0	0.6	7.8	15.0
<b>Log <math>K_1 d / \phi_1</math></b>	-5.5	-4.32	-3.37	-3.94	-3.42	-2.76
<b>Log <math>K_2 d / \phi_2</math></b>	-0.86	-0.67	-0.44	-2.25	-1.92	-1.59
<b>Log <math>K_2 / K_1</math></b>	2.24	4.28	5.0	0.41	1.68	2.24

We identify the hydraulic behaviors of  $H_1$  and  $H_2$  considering the mean saturated area. **Figure III.4** shows phase diagrams of the hydraulic conductivity  $K$  on the x-axis along with the maximum water height  $\phi d$  on the y-axis. Blue and red dots identify the calibrated hydraulic parameters of  $H_1$  and  $H_2$ , respectively. The mean saturated area is represented

by the background color map. Fig. 4 shows the restricted range of hydraulic conductivities  $K_1$  and the broader range of maximum water height  $\phi_1 d$ .  $K_1$  sets the location of the water table for an average steady state recharge.  $K_1$  thus primarily determines the proximity of the aquifer to the surface and its ability to overflow along the hillslope as seepage flow. By comparison,  $\phi_1 d$  only modulates the temporal variations of the storage and saturated area (**Figure III.4a**). For the Nançon, the mean saturated area in fact does not depend on the maximal water height. It only evolves with the hydraulic conductivity and remains limited to a range of 5% to 20% (**Figure III.4b**). As no constraint was given a priori on the range of saturated area beyond the requirement of its existence, the correlation between the calibrated hydraulic conductivity and the intermediary saturation values is a genuine property of the model in cases where overland flows remain limited like for the Nançon. For the more variable overland flows displayed by the Arguenon catchment, the porosity  $\phi_1$  also intervenes through its influence on the range of variations of the hydraulic head and of the relative extension of the saturated area between the wetter and dryer seasons (**Figure III.4a**). For both catchments, the hydraulic behavior of  $H_1$  adds up the two processes of a continuous base flow limited by a small conductivity and an intermittent seepage flow dominantly determined by the hydraulic conductivity and secondarily influenced by the porosity. The hillslope  $H_2$  has a simpler behavior without any saturated area and thus with base flow as the only transfer process confirming the previously discussed control by the diffusivity  $K_2 d / \phi_2$ .

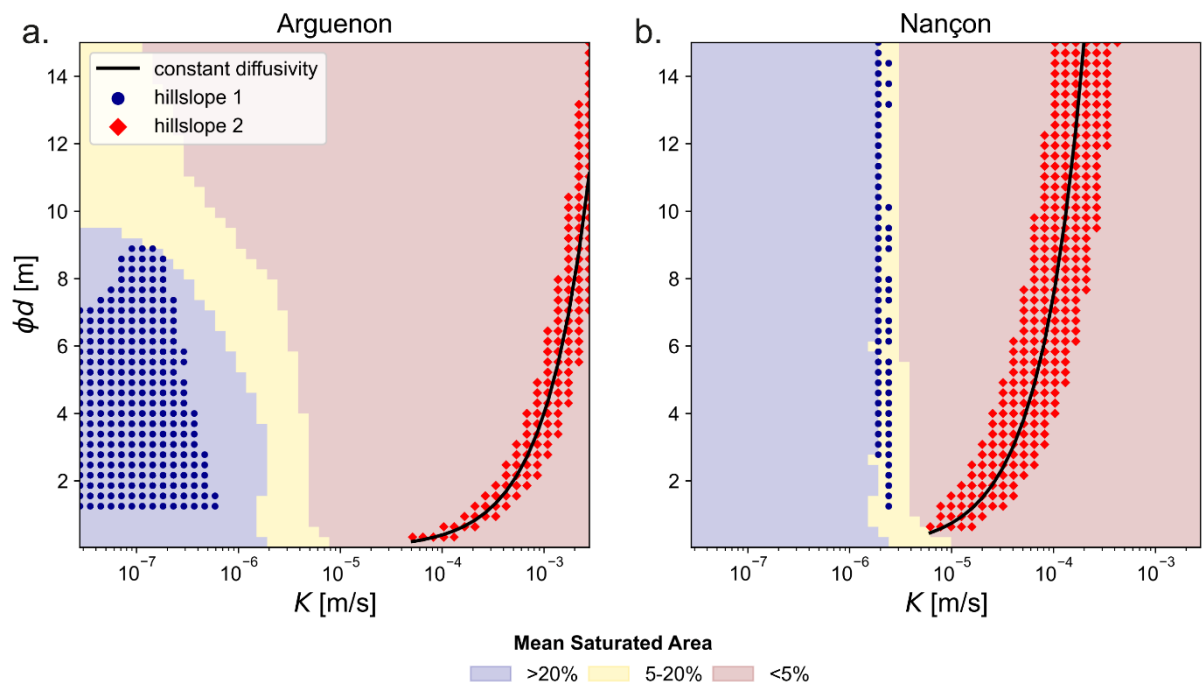


Figure III.4. Calibrated parameters of  $H_1$  and  $H_2$  marked by the blue and red dots respectively on top of the mean percentage of saturated area for a single hillslope (colormap) for the

### III.2 - Hillslope-scale exploration of the relative contribution of base flow, seepage flow and overland flow to streamflow dynamics

Arguenon (a) and Nançon (b). The black curve represents the mean constant diffusivity of the calibrated  $H_2$  models (Tableau 3).

The contrast of hydraulic conductivities  $K_2/K_1$  between the two hillslopes ranges between 0.4 and 2.2 orders of magnitude for the Nançon and between 2.2 and 5 orders of magnitude for the Arguenon (Tableau 3, Figure A.5). Even the smallest ratios remain significantly larger than 1 (around 3 and 100, respectively) showing that models with a single effective hillslope would result in larger discrepancies to the observed discharge. This is confirmed by the comparison of the seasonal variations of discharge obtained for the calibrated two-hillslope models and the best single hillslope model (Figure III.5). The single-hillslope model fails to capture both the amplitude and the temporality of the discharge data. Even more critically, the seasonal low flows are systematically overestimated by a factor of 2 for the Arguenon and by 30% for the Nançon. This would lead to significant bias in the assessment of the resources under current climates and, likely even more, under future climates. Heterogeneity in the catchment represented by the difference of the two hillslopes thus appears to be not only sufficient but also necessary to recover the main characteristics of the discharge data.

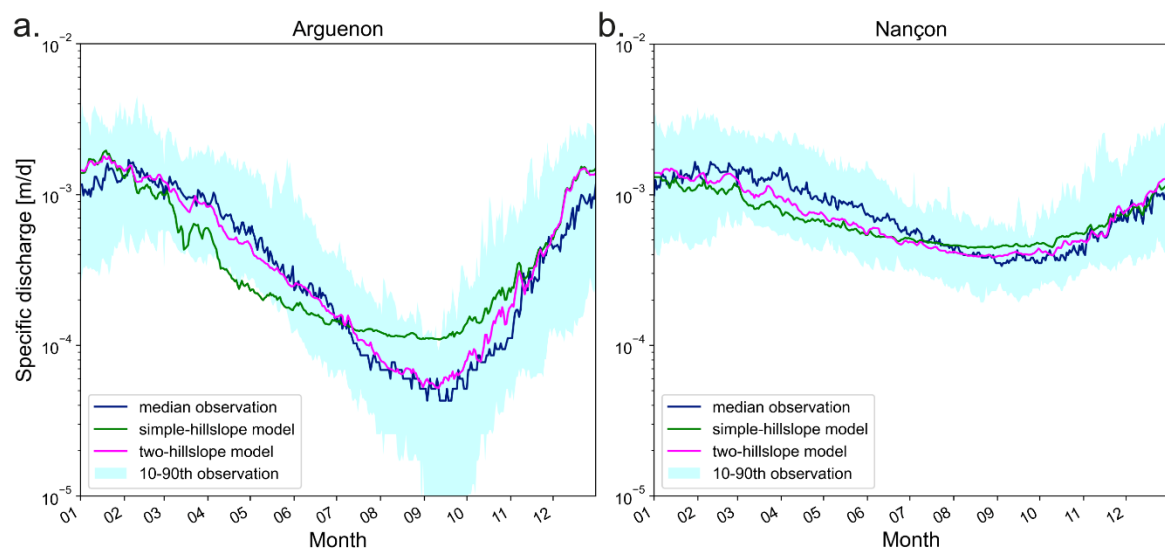


Figure III.5. Seasonal variations of specific discharge obtained by taking the mean over the 1970-2012 period for the median two-hillslope and best single-hillslope models for the Arguenon (a) and Nançon (b). Blue curve and cyan areas represent the median and the 10-90<sup>th</sup> quantile of observed discharge.

## 4. Discussion

The transfer of water at the catchment scale is driven by processes operating at variable spatial and temporal scales. Such variability is highly dependent on the interaction between the base flow, the development of a saturated area at the surface and the intermittency of seepage flow. Our model calibration performed on observed discharge time series has shown that sharp contrasts in hydraulic conductivities between the two equivalent

hillslopes ( $H_1$  and  $H_2$ ) were required to ensure accurate predictions over the full spectrum of timescales, with at least a factor of 3, and, on average, 3 orders of magnitude, between  $K_1$  and  $K_2$ . We successively discuss: 1) the consistency of these results with the available geological and hydrological information; 2) the emerging characteristics of the observed and modeled hydrological behaviors; 3) the consequences on the interpretation of discharge data; and 4) the perspectives for the characterization and modeling of groundwater – surface water interactions in shallow aquifers.

#### 4.1. Results consistency with the available geological and hydrological information

The degree of hydraulic heterogeneity emerging from the model is consistent with the differences in lithological units present in the catchment (**Figure III.1**). The hydraulic conductivities ratios inferred for the Arguenon catchment are by far larger than for the Nançon (**Tableau 3, Figure A.5**). The Arguenon appears to be more heterogeneous than the Nançon. It is consistent with the geological map (**Figure III.1**). The Arguenon is characterized by a more heterogeneous geology, with the presence of two distinct lithologies, i.e., Brioverian schists (and shales) and granodiorite covering, respectively, 70% and 30% of the drainage area. The Nançon has mostly a homogeneous lithology, with the dominance of granodiorites.

A detailed analysis of the calibrated parameters shows that the maximum values of hydraulic conductivities  $K_1$  stand in close range for both catchments, which might be characteristic of the common granodiorite lithology. The estimated hydraulic conductivities are effective properties of the hillslopes. They upscale the lithology and the local heterogeneities arising from fractures, weathering and erosion structures. For the Nançon, the values of  $K_1$  ( $1.9 \times 10^{-6}$  m/s to  $2.4 \times 10^{-6}$  m/s) are consistent with estimates from a well test analysis (mean  $K = 5.5 \times 10^{-6}$  m/s) and piezometric inversion (mean  $K = 3.9 \times 10^{-6}$  m/s) performed on the same catchment in (Dewandel et al., 2021). These values also agree with estimates from well tests in other granitoid formations of the Armorican massif (Clément et al., 2003; Le Borgne et al., 2004; Martin et al., 2006; Mougins et al., 2008, 2016). For the Arguenon, the lowest values of  $K_1$  might be linked to the properties of the metamorphic lithology (Brioverian schists and shales). We hypothesize that such characteristics arise from differences in mechanical and rock texture properties, providing higher potential for fracturing and weathering to granites and enhancing their bulk permeability (Riebe et al., 2017; Worthington et al., 2016).

Overall, these results suggest that lithological information might be at least partially correlated with the estimated effective hydraulic properties. Previous studies have explored the control of geology on hydrological behaviors, revealing strong differences among classes of lithologies categorized as crystalline, carbonates, fine and coarse sedimentary rock (Carlier et al., 2018; Floriancic et al., 2022; Gleeson et al., 2011). In the present case, the region is mostly composed of crystalline aquifer with only a few percent of the area

covered by sedimentary aquifers. The correlation between lithology and effective hydraulic properties might however be only partial, since permeability may be enhanced by secondary fracturing, weathering and erosion processes, which are highly variable across bedrock regions because of tectonic, paleoclimate and geomorphological evolutions (Acworth, 1987; Boutt et al., 2010; Dewandel et al., 2006; Krasny, 2002; Lachassagne et al., 2021; Riebe et al., 2017; Wyns et al., 2004). Aquifers in crystalline rocks are characterized by strong spatial and vertical heterogeneities even within a single lithology (Courtois et al., 2010; Dewandel et al., 2021; Gleeson et al., 2009; Lachassagne et al., 2021; Le Borgne et al., 2004). Such heterogeneities often limit simple upscaling of locally determined hydrodynamic parameters through well tests (Clauser, 1992) and motivate the development and deployment of larger scale assessment of effective hydraulic properties. At the catchment scale, while weathering profiles may be visible in some parts, it can as well be removed by erosion. In that case, the transfer of water would be controlled by the underlying fractured bedrock resulting in different dynamic and hydrological behaviors (Dewandel et al., 2021; Kolbe et al., 2016; Mougin et al., 2008). As shown by the quality of the model results at the hillslope scale, effective parameters integrating those local heterogeneities can effectively represent the observed hydraulic behaviour. Similar conclusions have been drawn from other studies and geological settings. In sandy and clayey loams, hydraulic properties evaluated from stream discharge time series lead to heterogeneous estimates for close lithologies (Matonse and Kroll, 2009). Regional scale analyses should be performed to confirm the informational content of the geological map on the hillslope- to catchment-scales hydrogeological characteristics.

## 4.2. Emerging diversity of hydrological behaviors

From the analysis of the hydrographs, both catchments display highly differing hydrological behaviors. Our modeling approach enables us to describe the relative importance of: 1) base flow; 2) saturated area development; and 3) seepage flow in controlling this difference.

1) In the case of the Arguenon, the catchment responds with high variability in specific discharge spanning over more than 2 orders of magnitude. High flows are well predicted by rapid transfers over the persistent saturated area of  $H_1$  as seepage flow. The falling limb of the hydrograph after the recharge season is well captured by the second hillslope  $H_2$ . Its high diffusivity ensures the observed rapid drainage of the aquifer. At the end of the wet season, the hillslope  $H_1$  has been marginally recharged and the hillslope  $H_2$  is quickly discharging. Consequently, groundwater discharge to the river decreases sharply and remains limited to the small contribution of  $H_1$ , suggesting a low resilience of the groundwater resource.

2) In the case of the Nançon, the specific discharge is less variable, ranging over less than an order of magnitude between the recharge and recession seasons (**Figure III.5**). In the recession period, streamflow is supported by the contributions of both  $H_1$  and  $H_2$  reaching

typically 2/3 and 1/3 of the discharge (**Figure III.3h**). The low variability and streamflow dynamics of the recession periods both suggest a more resilient groundwater discharge over a long drainage period.

The difference in hydrological behavior between the two catchments shows the role of groundwater-surface water interactions and their characteristic times in shaping the catchment-scale storage-discharge responses. It confirms the significant variety of hydrological responses across catchment lithology and heterogeneity discussed by the critical zone community (Blöschl et al., 2019; Fan, 2015; Gauthier et al., 2009; Gleeson et al., 2009; Harman et al., 2009; Hartmann, 2016; Hartmann et al., 2017).

### **4.3. Consequences on the interpretation of discharge data**

The combination of hydrological processes operating at various timescales conditions the interpretation of discharge hydrographs. The analysis of streamflow recessions during low flow periods is the classical methodology used to evaluate catchment to regional scale hydraulic properties (Brutsaert and Lopez, 1998; Brutsaert and Nieber, 1977; Mendoza et al., 2003; Parlange et al., 2001; Troch et al., 1993; Vannier et al., 2014; Wittenberg, 1999). It assumes a simple linear or power law relationship between the discharge and its derivative over time. It assesses the non-linearity in storage-discharge functions (Berghuijs et al., 2016; Kirchner, 2009; Tashie et al., 2020a), and the resilience of water resources to climate change (Jachens et al., 2020; Tashie et al., 2019, 2020b). It relies on the prediction of the rate of change in stream discharge as a function of the reduction of head, storage and, consequently, flow from the aquifer connected to the stream (for a review, see Troch et al., 2013).

In cases where the aquifer water table remains under close interaction with the surface, such as those investigated here, the time periods over which this condition is fulfilled are difficult to identify. For extended periods, the catchment response is a function of the groundwater system but also from the late prevalence of the saturated area (**Figure III.3e,f**). It reduces the duration of the exploitable discharge and limits the capacity to identify long response times. More fundamentally, short and long response times resulting from the hydraulic heterogeneity might both intervene on related periods of time and be difficult to identify independently. It would help explain the observed range of recession timescales often reported in discharge interpretations (Harman et al., 2009; Jachens et al., 2020; Tashie et al., 2020a). By filtering the short response times, the proposed methodology provides accurate predictions for the long response times making up the main recession signal previously shown by **Figure III.5**. This prediction is essential for the evaluation of the resilience of water resources through classical statistical metrics like the 5 Years Mean Monthly Annual Minimum discharges (*5MMAM*) or the 7-days low flow's (*7Q2*; *7Q10*) commonly used for water resources management in the drier season (Fangmann and Haberlandt, 2019; Van Loon and Laaha, 2015).

#### **4.4. Perspectives for the characterization and modeling of groundwater – surface water interactions in shallow aquifers**

Mechanistic approaches for resolving subsurface flows and their interactions with the surface are important to assess the vulnerability of water resources to climate change. Among increasingly available physically based integrated surface-subsurface models (Aquanty, 2016; Kollet and Maxwell, 2006; Paniconi and Putti, 2015; Sulis et al., 2010), the hillslope approach used here presents the capacity to account in an effective way for both the groundwater dynamics and their interception with the surface (Marçais et al., 2017). Like other mechanistic approaches, it separates the geological influences from the climatic influences in these conditions where the proximity of the aquifer to the surface can rapidly develop saturated area or where evaporation might be enhanced by abundant shallow subsurface water (Maxwell and Kollet, 2008). The interest of the mechanistic models is reinforced by the numerous studies that have highlighted the role of saturated areas on the hydrological behavior and especially on the recession period (Ambroise, 2016; Lana-Renault et al., 2014).

Mechanistic models require additional observations for their calibration at a regional scale. While data of hydraulic head variations are interesting, providing direct information on the aquifer location and dynamics, they are also highly sensitive to local heterogeneities, preventing their use at regional scale. Saturated areas might be more generally available at a regional scale. The rate of change in saturated area is more difficult to determine. It results both from natural and anthropic factors. On some Britain catchments, the saturated area has been reduced by the intensive agricultural drainage developed. The observed saturated area would thus be likely smaller than expected. Saturated area would require additional analysis to be interpreted not so much in terms of overall quantity, which might be biased, but more in terms of location within the catchment and any information relating the groundwater interactions of the saturated areas with the river network (Antonelli et al., 2020; Glaser et al., 2018, 2020).

## **5. Conclusion**

We analyzed the hydrological response of two catchments of 67 km<sup>2</sup> and 104 km<sup>2</sup> using discharge data over 40 years. The temperate climate, low relief and crystalline basement favor shallow subsurface transfers and close interactions with the surface. We use a parsimonious hillslopes-scale model to investigate the spatial and temporal variability of the catchment response. We find that, for both sites, the catchment response cannot be interpreted by a single equivalent hillslope but require two equivalent hillslopes of different hydraulic properties. One of the hillslopes is characterized by a low hydraulic conductivity between  $2.8 \times 10^{-8}$  m/s and  $2.4 \times 10^{-6}$  m/s. The aquifer remains close to the surface and the water table intersects the surface in the wetter season. The saturated area recedes slowly after the main recharge period. It provides rapid saturation-excess and infiltration-excess overland flows on the surface as well as slow subsurface transfers. The other hillslope has

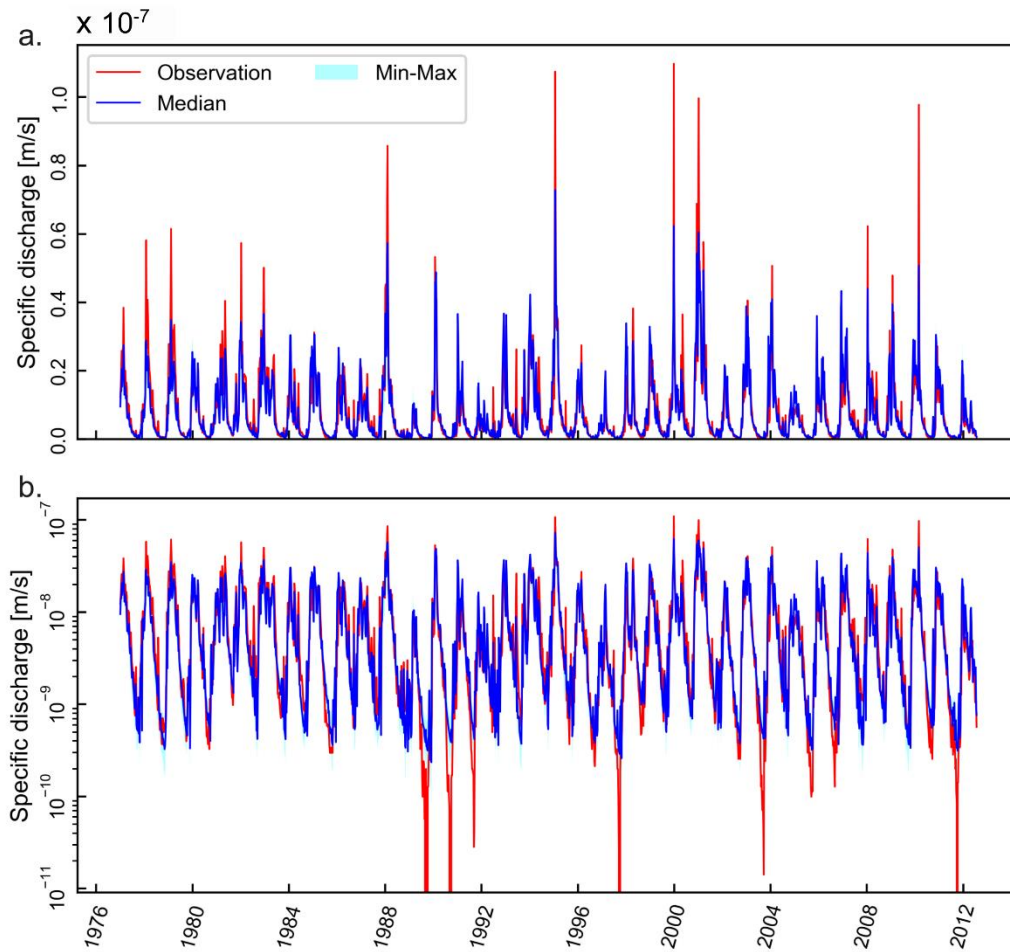
large diffusivities between  $5.6 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  and  $3.6 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ . It provides intermediary response times supporting the stream discharge at the beginning of the dryer season. Low flows are supported by a complex combination of both hillslopes depending both on their response time and on their amount of recharge in the previous wetter season. The two sites display qualitatively similar behaviors. They differ by their degree of hydraulic heterogeneities, and, in turn, by the variability of their discharge and their resilience to extended dry periods. Our results show that catchment responses involve temporally and spatially varying transfer processes well captured by parsimonious mechanistic approaches based on hillslope-scale processes. They also show that hydraulic properties remain heterogeneous at the catchment scale. Conversely, they suggest that catchment-scale hydrological responses might be used to characterize effective hydrogeological properties in regions dominated by shallow subsurface transfers. They motivate more extensive regional approaches to map hydrogeological properties of crystalline basements from a correlative analysis of discharge data and geological information. They eventually contribute to the representation of the water cycle at the hillslope scale taken as sub-grid processes of the global climate models, which give the major trends of atmospheric and surface processes but cannot go down to the more local hillslope scales.

## **Acknowledgments**

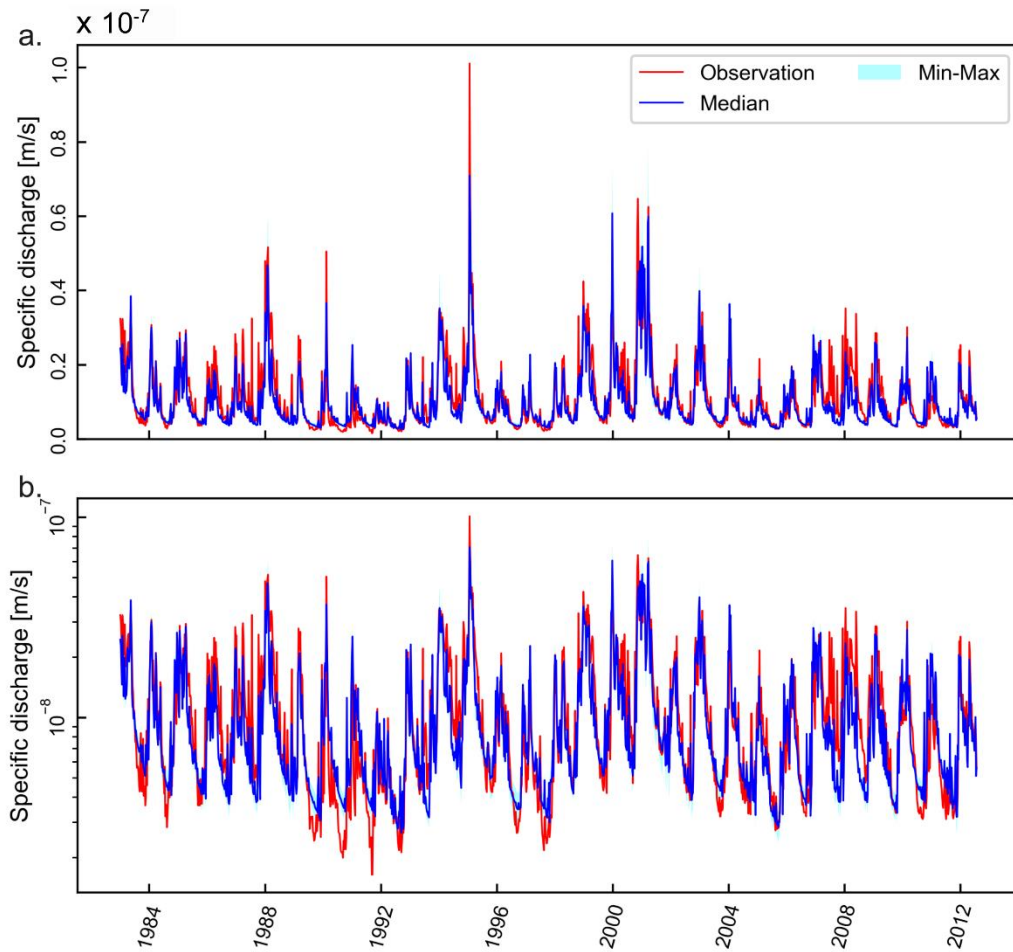
The BRGM and Regional Council of Brittany are acknowledged for their funding support. Clément Roques acknowledges funding from the Rennes Métropole research chair "Ressource en Eau du Futur" and the European project WATERLINE, project id CHIST-ERA-19-CES-006. The authors also thank members of the Creseb working group on water and climate change for their support to the project and their input to the discussions. This working group includes drinking water operators and catchment managers (SDAEP22, SMG35, Eau du Morbihan, les SAGE de l'Arguenon-Baie de la Fresnaye et du Couesnon). We thank reviewers for their fruitful suggestions improving the quality of the paper.



## Appendices

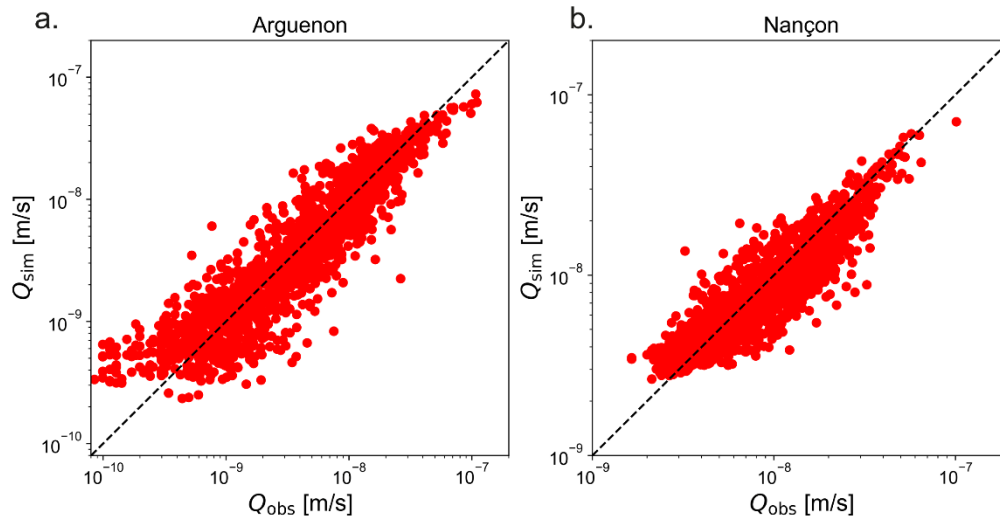


**Figure A.1.** Results and performances of the calibrated models for the 1970-2012 period for the Arguenon catchment in linear scale (a) and logarithmic scale (b). Red and blue curves display observed and modeled specific discharge timeseries. Cyan area shows the variability of modeled specific discharge.

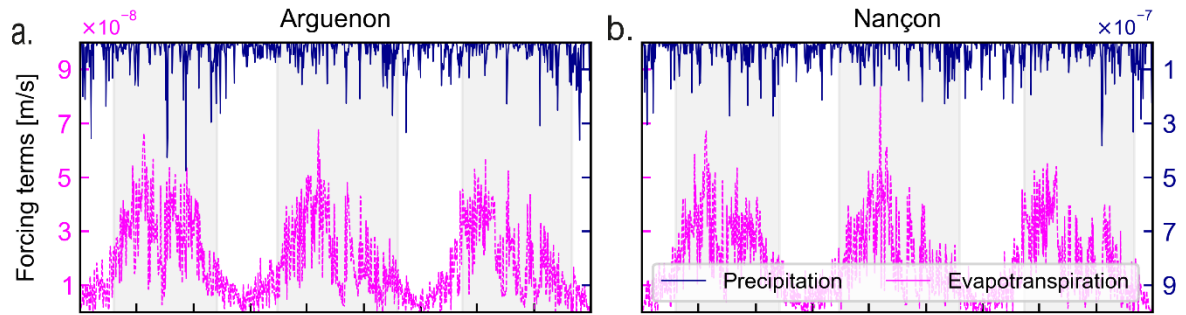


**Figure A.2.** Results and performances of the calibrated models for the 1970–2012 period for the Nançon catchment in linear scale (a) and logarithmic scale (b). Red and blue curves display observed and modeled specific discharge timeseries. Cyan area shows the variability of modeled specific discharge.

III.2 - Hillslope-scale exploration of the relative contribution of base flow, seepage flow and overland flow to streamflow dynamics

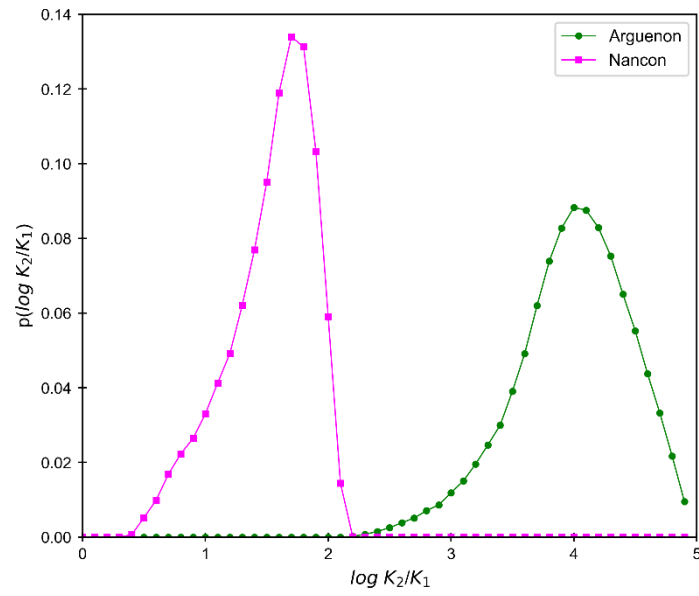


**Figure A.3.** Results and performances of the calibrated models for the 1970-2012. Dark dashed curves represent a perfect fit between simulated and observed discharges ( $Q_{sim}$  and  $Q_{obs}$ ). Red points display the fit between these data at each point of the discharge timeseries.



**Figure A.4.** Precipitation and evapotranspiration timeseries for the 2004-2006 period. Left and right columns represent respectively the results for the Arguenon and Nançon catchments. The successive grey and white bands underline the overall recession period from April to October and recharge period from November to March. a) and b) show the precipitation timeseries and the evapotranspiration given by the SURFEX hydrometeorological model.

III.2 - Hillslope-scale exploration of the relative contribution of base flow, seepage flow and overland flow to streamflow dynamics



**Figure A.5.** Distribution of hydraulic conductivity ratio between the two equivalent hillslopes for the Arguenon (fuchsia line) and Nançon (green line) catchments. Note that  $K_2 > K_1$  and  $\log(K_2/K_1) > 0$ .

### III.2.3. Conclusion de l'article

Les travaux publiés dans *Journal of Hydrology* constituent la pierre angulaire de la thèse. Ils fixent le cadre méthodologique afin de répondre à la problématique initiale de la caractérisation régionale de la ressource en eaux souterraines. Les résultats montrent l'émergence de deux comportements hydrodynamiques bien spécifiques. Dans le bassin versant de l'Arguenon, le contraste des propriétés explique les variations importantes des débits observés dans la chronique hydrologique. Les contributions souterraines au flux hydrologique sont presque négligeables. La recharge des aquifères est rapidement exfiltrée à la surface suite au développement d'aires saturées induisant des écoulements rapides. La faible perméabilité du milieu ne favorise pas ensuite la mobilisation du stock disponible restant. Sur le Nançon, les comportements sont différents et plus favorables à la résilience des étiages prononcés. Le faible contraste des propriétés hydrodynamiques se traduit par des valeurs de perméabilité intermédiaires, favorables à la constitution d'un stock (aires saturées limitées et seulement en période de crue) et à sa mobilisation en période d'étiage. Globalement, le contraste des propriétés hydrodynamiques constitue un facteur de vulnérabilité ou de résilience des bassins versants aux étiages.

La comparaison des résultats avec un modèle homogène à un seul versant équivalent montre la nécessité de considérer une hétérogénéité des propriétés à l'échelle du bassin versant. Les modèles à un seul versant sous-estiment l'intensité des étiages et ne tiennent pas compte de la complexité des processus dans un contexte de socle cristallin.

### III.3. Travaux complémentaires

Des résultats complémentaires aux travaux publiés dans *Journal of Hydrology* sont présentés dans cette section. Ils complètent les informations sur le fonctionnement hydrologique et hydrogéologique des versants équivalents.

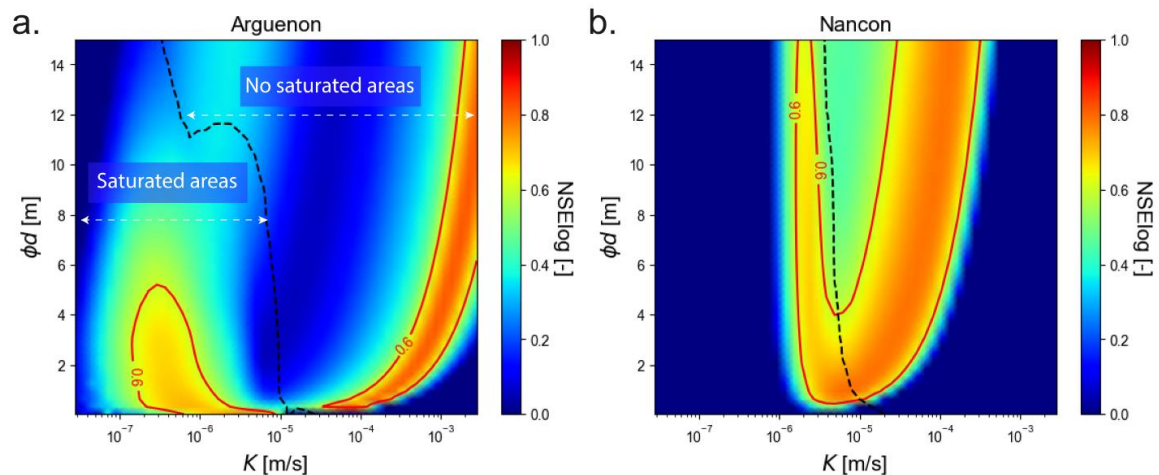
#### III.3.1. Calibration des paramètres d'un modèle à un versant équivalent

Les modèles à deux versants équivalents (deux valeurs pour chaque propriété hydraulique) permettent d'intégrer une hétérogénéité dans les processus d'écoulement et leur temps de réponse. Dans cette section, nous présentons les résultats de l'exploration des paramètres avec un modèle homogène à un seul versant équivalent (une valeur pour chaque propriété) dont la méthode de calibration est détaillée section II.3.2.2. L'analyse de l'ensemble des simulations explorées indique une multitude de solutions optimales possibles que nous avons caractérisées plus finement.

##### III.3.1.1. Emergence de deux espaces de solutions

Les propriétés hydrodynamiques, i.e., conductivité hydraulique  $K$  et porosité  $\phi$  sont explorées 50 fois, ce qui permet de générer 2500 simulations différentes ( $50^2$ ). La question de la sélection des solutions optimales se pose alors. Une représentation graphique de la performance des 2500 simulations est utilisée pour l'identification des *Nash-log* en

fonction de la gamme des propriétés explorées (**Figure III.6**). Chaque pixel représente une simulation, associée à une valeur de conductivité hydraulique en abscisse et une valeur de porosité, représentée sous forme de lame d'eau maximale (produit de la porosité et de l'épaisseur  $\phi.d$ ), en ordonnée. Une fonction d'interpolation permet de lisser la représentation graphique. Les simulations représentées en rouge sont les simulations dont le calage des chroniques hydrologiques est juste ( $Nash-log > 0.6$ ). Les simulations représentées en bleu ont une mauvaise représentation des débits observés ( $Nash-log < 0.4$ ). Pour les interprétations suivantes, nous allons uniquement analyser les modèles « performants », définis comme ceux dont la valeur du  $Nash-log$  est supérieure à 0.6.



**Figure III.6.** Représentation graphique de l'exploration des paramètres sur les bassins versants de l'Arguenon (a) et du Nançon (b). Chaque pixel représente une simulation définie par une valeur de lame d'eau maximale ( $\phi.d$  en ordonnée) et une valeur de conductivité hydraulique ( $K$  en abscisse). La symbologie de chaque pixel varie selon l'intensité de la valeur du  $Nash-log$  (on tend vers le bleu lorsque le  $Nash-log$  est proche de 0, indiquant une mauvaise représentation des débits, et on tend vers le rouge lorsque le  $Nash-log$  est proche de 1, indiquant une calibration parfaite). La ligne noire, en pointillés, délimite les simulations en fonction de l'existence ou non d'aires saturées intermittentes. Les deux espaces se différencient donc par des dynamiques d'écoulement distinctes. Le premier espace que l'on nomme « Saturated areas » (SA) inclut, à certains moments de la série temporelle, deux processus d'écoulement: i) le drainage des nappes par un écoulement diffusif et, ii) l'exfiltration de la nappe à la surface en développant des aires saturées. Le second espace que l'on nomme « No saturated areas » (NSA) n'est défini que par la présence d'un seul processus d'écoulement: le drainage des nappes. Sur chacun de ces espaces est identifiable une gamme de solutions optimales avec une valeur du  $Nash-log$  qui excède 0.6. Les cartes d'exploration de 79 bassins versants, à l'échelle de la région, sont référencées en Annexe 4.

Plusieurs similitudes sont identifiables entre les représentations graphiques des performances des modèles des deux bassins versants. Les modèles performants ( $Nash-log > 0.6$ ) couvrent une large gamme des propriétés hydrauliques. Dans les deux cas, la lame d'eau maximale  $\phi.d$  n'est pas contrainte. Les simulations sélectionnées

couvrent, en effet, l'intégralité de l'axe des ordonnées. La conductivité hydraulique couvre également une large gamme de solutions possibles (2 ordres de grandeur pour le Nançon, 5 ordres de grandeur pour l'Arguenon). Une forme en « U » des solutions optimales se dessine avec une structure verticale puis latérale (forme de « L ») pour les plus faibles valeurs de conductivités hydrauliques (en dessous de  $10^{-5}$  m/s) et une structure qui prend la forme d'une courbe ascendante, proportionnelle à l'évolution des conductivités hydrauliques plus perméables (au-dessus de  $10^{-5}$  m/s) et de la lame d'eau maximale.

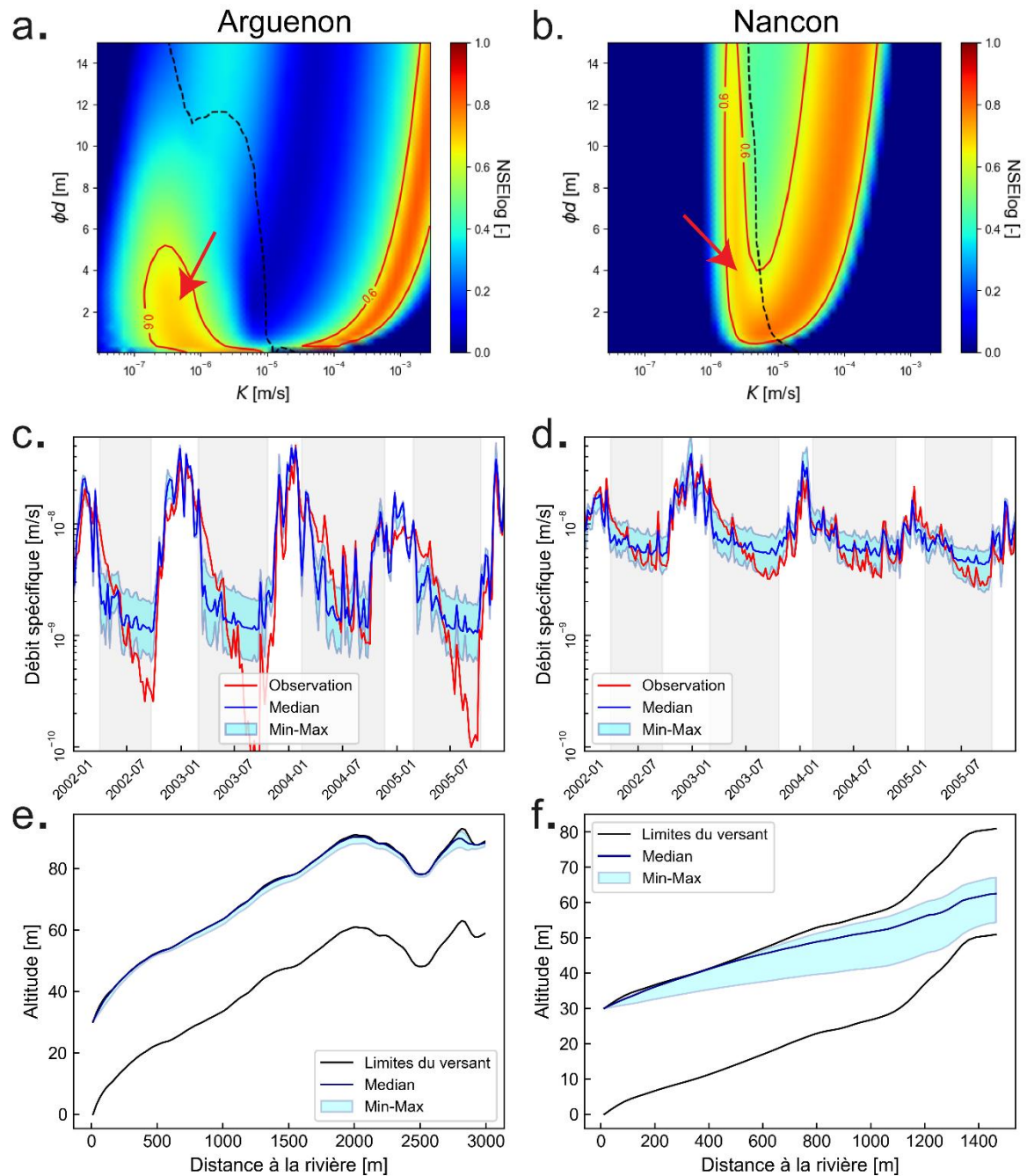
Deux espaces de solutions optimales émergent de ce large ensemble de solutions possibles lorsque l'on intègre les données relatives aux aires saturées. En effet, la ligne noire en pointillés sur la **Figure III.6** délimite les simulations où l'aire moyenne saturée, sur l'ensemble de la série temporelle, est supérieure à 0 des simulations où l'aire moyenne saturée est nulle. Pour simplifier la lecture du document, les deux espaces sont nommés (1) « Saturated areas » (SA), et (2) « No saturated areas » (NSA). Les bassins versants de l'Arguenon et du Nançon se différencient par le contraste des solutions optimales par rapport à la limite d'existence ou non des aires saturées. Ce contraste des conductivités hydrauliques est plus fort sur l'Arguenon que sur le Nançon, suggérant une hétérogénéité plus importante des propriétés hydrodynamiques. Dans l'espace SA, la conductivité hydraulique est alors contrainte sur moins de deux ordres de grandeur (entre  $1.4 \times 10^{-7}$  –  $8.0 \times 10^{-6}$  m/s pour l'Arguenon; entre  $1.9 \times 10^{-6}$  –  $9.8 \times 10^{-6}$  m/s pour le Nançon). Une contrainte sur la porosité est observable pour l'Arguenon (maximum à 0.16 soit 4.8 m de la lame d'eau maximale) mais pas sur le Nançon. Cette contrainte de la porosité indique potentiellement une limite de stock maximal. Sur l'espace NSA, une diffusivité est bien contrainte (courbe ascendante) avec des variations sur moins de deux ordres de grandeur.

Nous nous sommes intéressés à caractériser plus finement ces deux espaces en fonction des caractéristiques hydrodynamiques principales (extension des aires saturées, profondeur de la piézométrie, etc.) mais aussi en fonction de leur information hydrologique.

### III.3.1.2. Espace défini par l'existence d'aires saturées intermittentes (SA)

L'espace SA est défini par des faibles conductivités ( $< 10^{-5}$  m/s). La conductivité hydraulique varie de  $10^{-7}$  m/s à  $8 \times 10^{-6}$  m/s pour l'Arguenon et de  $2 \times 10^{-6}$  m/s à  $10^{-5}$  m/s pour le Nançon (**Figure III.7a,b**). Les conductivités hydrauliques sont contraintes avec moins de deux ordres de grandeur de variabilité, suggérant un contrôle fort des simulations par ce paramètre. Une baisse significative de la performance des modèles est observable pour une faible variation de la conductivité hydraulique. La porosité, à travers la lame d'eau maximale, exerce un contrôle moins important. Les modèles sont performants entre 0 et 5m de lame d'eau pour l'Arguenon, suggérant une limite des capacités de constitution de stock sur ce bassin, et pour l'ensemble de la gamme explorée pour le Nançon.





**Figure III.7.** Résultats et performances de la calibration d'un modèle à un seul versant équivalent sur l'espace de solution SA pour la période 2002-2005. Les colonnes de gauche et de droite représentent respectivement les résultats pour l'Arguenon et le Nançon. Les bandes grises et blanches représentent les périodes de récession et de recharge. a) et b) montrent les représentations graphiques de l'exploration des paramètres des bassins versants de l'Arguenon et du Nançon en indiquant par une flèche l'espace de simulation sélectionné pour l'interprétation. c) et d) représentent les débits observés (rouge) et les débits médians simulés (bleu) ainsi que la gamme de variabilité des débits simulés de l'ensemble des simulations (bande en cyan). e) et f) représentent le profil piézométrique médian (bleu) de l'ensemble des simulations ainsi que la gamme de variabilité (bande en cyan). Les limites du versant équivalent

sont également représentées pour identifier les aires saturées et la profondeur de la nappe à chaque distance de la rivière (lignes noires en pointillés).

L'hydrographe médian de l'ensemble des simulations optimales indique une bonne représentation des pics de crue et des phases saisonnières de transition entre la fin des périodes de crue et le début des récessions (**Figure III.7c,d**). En revanche, la dynamique de récession n'est pas captée par ce type de modèle. La diminution du débit est trop rapide au début de la récession puis trop lente en fin de récession. Ce comportement pendant la récession peut s'expliquer par un écoulement trop rapide, lié au débordement de nappe qui est induit par une extension des aires saturées trop importante (**Figure III.7e,f**) (41,37% du profil du versant équivalent en moyenne pour l'Arguenon; et 9,03% pour le Nançon). Au cours de la récession, la diminution progressive de l'extension des zones saturées induit une prédominance de l'écoulement par diffusion. Comme les conductivités hydrauliques sont très faibles dans cet espace de simulation, les écoulements lents surestiment l'intensité réelle des étiages.

### III.3.1.3. Espace défini par l'absence d'aires saturées intermittentes (NSA)

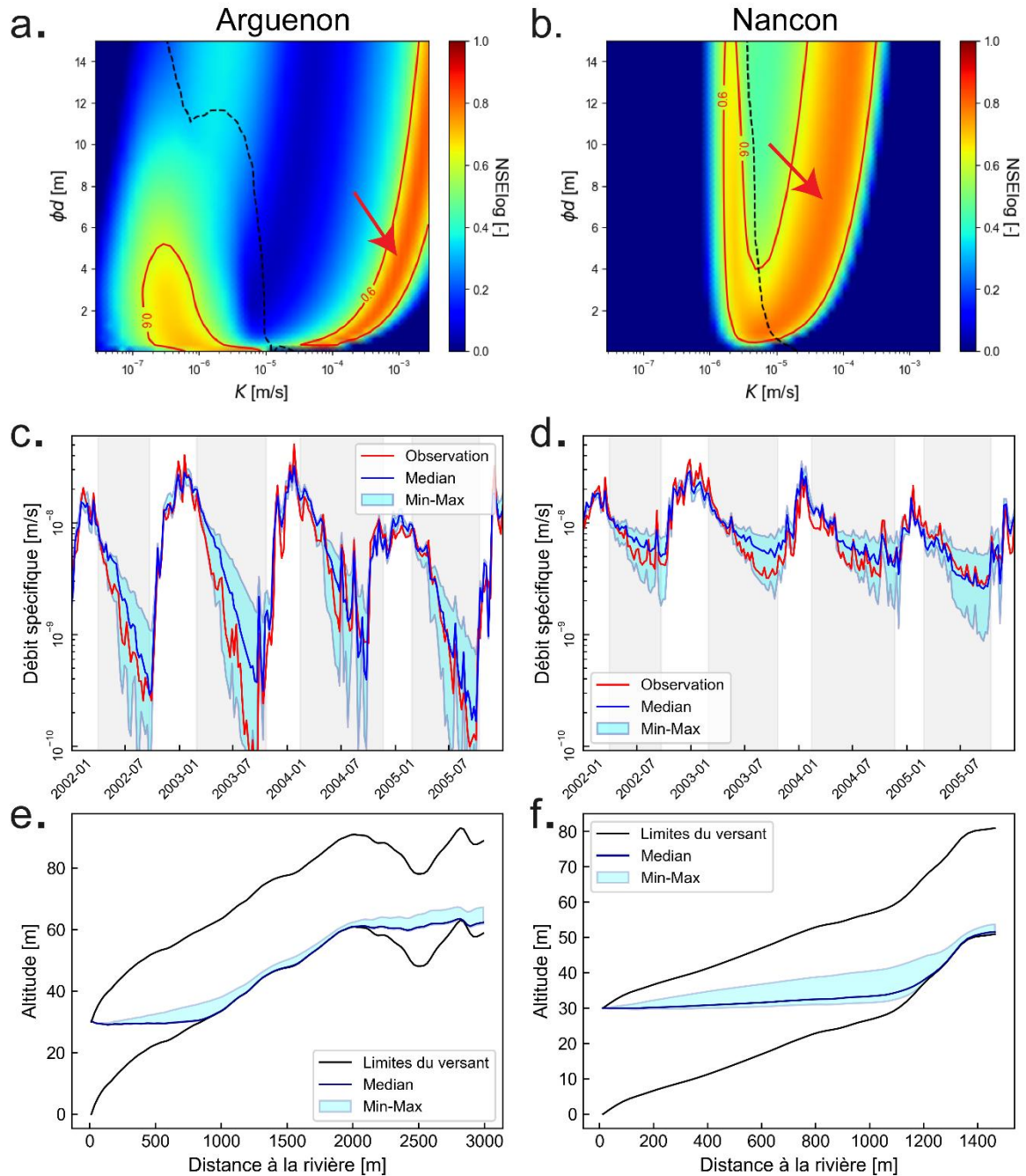
L'espace NSA est défini par une courbe ascendante d'isovaleur du *Nash-log*, proportionnelle à la conductivité hydraulique et à la porosité, ainsi que par une absence d'aires saturées (**Figure III.8a,b**). La courbe ascendante est contrainte par la diffusivité  $D$  [ $m^2/s$ ] suivant la formule suivante:

$$D = \frac{K \cdot d}{\phi} \quad (\text{Eq.9})$$

avec :

- $D$  [ $m^2/s$ ] : Diffusivité hydraulique
- $K$  [ $m/s$ ] : Conductivité hydraulique
- $\phi$  [-] : Porosité
- $d$  [ $m$ ] : Epaisseur de l'aquifère

La diffusivité hydraulique  $D$  varie sur un ordre de grandeur (entre 0.11 et 0.39  $m^2/s$  pour l'Arguenon; entre  $1.7 \times 10^{-3} m^2/s$  et  $1.9 \times 10^{-2} m^2/s$  pour le Nançon). Comme l'épaisseur de l'aquifère est considérée constante dans cette étude (30m), l'isovaleur du *Nash-log* dépend du ratio  $K/\phi$ . Lorsque l'on augmente la valeur de l'un de ces paramètres, une diffusivité équivalente est obtenue en augmentant la valeur du second paramètre. Ainsi, sur cette représentation graphique (**Figure III.8a,b**), la diffusivité est représentée par une courbe ascendante. On observe que la diffusivité est mieux contrainte sur l'Arguenon que sur le Nançon avec une diminution importante de la valeur du *Nash-log* lorsque l'on fait varier ce paramètre.



**Figure III.8.** Résultats et performances de la calibration d'un modèle à un seul versant équivalent sur l'espace de solution NSA pour la période 2002-2005. Les colonnes de gauche et de droite représentent respectivement les résultats pour l'Arguenon et le Nançon. Les bandes grises et blanches représentent les périodes de récession et de recharge. a) et b) montrent les représentations graphiques de l'exploration des paramètres des bassins versants de l'Arguenon et du Nançon en indiquant par une flèche l'espace de simulation sélectionné pour l'interprétation. c) et d) représentent les débits observés (rouge) et les débits médians simulés (bleu) ainsi que la gamme de variabilité des débits simulés de l'ensemble des simulations (bande en cyan). e) et f) représentent le profil piézométrique médian (bleu) de l'ensemble des simulations ainsi que la gamme de variabilité (bande en cyan). Les limites du versant équivalent

sont également représentées pour identifier les aires saturées et la profondeur de la nappe à chaque distance de la rivière (lignes noires en pointillés).

L'hydrographe médian sur cet espace de simulation indique une bonne représentation des dynamiques saisonnières de récession ainsi qu'une légère surestimation des pics d'étiage (Figure III.8c,d). L'échelle logarithmique en ordonnée masque une moins bonne représentation des pics de crues sur cet espace. Dans certains cas (celui de l'Arguenon), la diminution du débit après le pic de crue est trop lente (Figure III.8d). Il manque un processus d'écoulement plus rapide que celui du processus unique de drainage des nappes par diffusion. En effet, malgré sa bonne représentation des étiages, caractéristique des écoulements souterrains, cet espace est jugé incohérent avec les connaissances de terrain sur les aires saturées et sur les profils piézométriques. Les Figure III.8e,f illustrent des hauteurs d'eau quasi négligeables, très proches de la roche mère, et une absence d'aires saturées. Ceci est contraire aux connaissances locales en Bretagne où il a été montré la présence de zones humides (Franks et al., 1998; Gascuel-Odoux et al., 2010) et une nappe proche de la surface, mesurée en période d'étiage lorsque les niveaux sont à leur minima (Dewandel et al., 2021).

#### III.3.1.4. Synthèse des modèles à un versant équivalent

L'analyse des modèles à un versant équivalent montre l'existence de deux gammes de solutions optimales, (1) une gamme caractérisée par l'existence d'aires saturées (SA) intermittentes, contrôlée par la conductivité hydraulique et, (2) une gamme caractérisée par l'absence d'aires saturées (NSA), contrôlée par la diffusivité. Ces caractérisations font écho au modèle à deux versants. Les gammes de paramètres caractérisés sur chacun de ces espaces se retrouvent automatiquement dans les gammes des deux versants équivalents. Pris individuellement, le modèle à un versant équivalent n'est pas suffisant pour représenter la dynamique hydrologique globale des bassins versants de l'Arguenon et du Nançon. L'espace SA représente bien la diminution du débit dans les premiers jours suivant le pic de crue ainsi que la profondeur de la nappe. Cependant, les aires saturées sont trop importantes. Lorsque la nappe n'intersecte plus la surface, les écoulements sont trop lents, surestimant fortement le soutien des étiages. L'espace NSA représente bien la pente de la fin de récession mais a une dynamique trop lente en début de récession. Ceci est lié à l'absence d'aires saturées et à une lame d'eau trop peu importante. Les étiages sont alors surestimés car il n'y pas d'écoulement rapide en début de récession. L'absence de prise en compte des interactions surface-subsurface dans l'espace NSA pose des questions sur la robustesse des simulations à prédire les débits dans un contexte de changement climatique. La prise en compte de ces deux compartiments complémentaires est nécessaire pour représenter l'intégralité de la dynamique de récession et la complexité des processus.

#### III.3.2. Variations de stock dans le modèle à deux versants équivalents

Cette seconde section des travaux complémentaires au papier, publié dans *Journal of Hydrology*, utilise de nouveau les résultats du modèle à deux versants équivalents. Dans

l'article publié, nous analysons les données de débits à partir de l'exploration des paramètres hydrodynamiques ce qui inclue de regarder la dynamique des aires saturées ainsi que l'alternance des flux entre les deux versants. Nous ajoutons une information supplémentaire avec les variations de stock des deux versants équivalents. Cette information apporte des précisions sur la compréhension des flux provenant de chacun des versants contribuant au débit total.

### III.3.2.1. Calcul des stocks

Les volumes de stock  $S$  [m<sup>3</sup>] sont obtenus en additionnant les surfaces saturées  $A_S$  [m<sup>2</sup>] de chacune des cellules du versant équivalent. Cette surface est multipliée par la profondeur de l'aquifère  $d$  [m] (30m) pour obtenir un volume en eau:

$$S = \sum (A_S) \cdot d \quad (\text{Eq.10})$$

avec :

- $S$  [m<sup>3</sup>] : Volume total du stock en eau
- $A_S$  [m<sup>2</sup>] : Aire saturée
- $d$  [m] : Epaisseur de l'aquifère

Les variations de stock  $dS$  [-] sont déterminées en calculant la différence du stock du jour  $j$   $S_j$  et du jour précédent  $S_{j-1}$  suivant la formulation suivante:

$$dS = S_j - S_{j-1} \quad (\text{Eq.11})$$

### III.3.2.2. Dynamique des variations de stock sur les deux versants équivalents

L'hydrographe des débits simulés avec le modèle à deux versants est repris en ajoutant la dynamique des variations de stock (**Figure III.9**). La courbe verte représente les variations de stock sur le versant équivalent 1 (SA) (cf. III.2.2) et la courbe bleue représente les variations de stock sur le versant équivalent 2 (NSAs). La ligne noire en pointillés correspond à une variation de stock nulle.

Sur les deux bassins versants, la première partie de la récession se caractérise par une mobilisation du stock importante par le versant équivalent diffusif NSA. Ce versant se vide complètement sur le bassin de l'Arguenon chaque année. L'année la plus sèche illustrée (2005) montre une variation de stock nulle plus tôt dans l'année (dès le mois de Juin). Le réseau hydrographique est alors uniquement alimenté par le versant équivalent SA, caractérisé par une très faible conductivité hydraulique. Ceci explique les étiages marqués sur le bassin versant de l'Arguenon.

Sur le Nançon, le comportement est différent. Les variations de stock ne sont jamais nulles, que ce soit sur le versant équivalent SA ou le versant équivalent NSA. De plus, les deux versants montrent une dynamique de stock relativement semblable, confirmation l'homogénéité de son fonctionnement hydrogéologique. La résilience du Nançon s'exprime donc par une mobilisation du stock pendant les étiages prononcés.

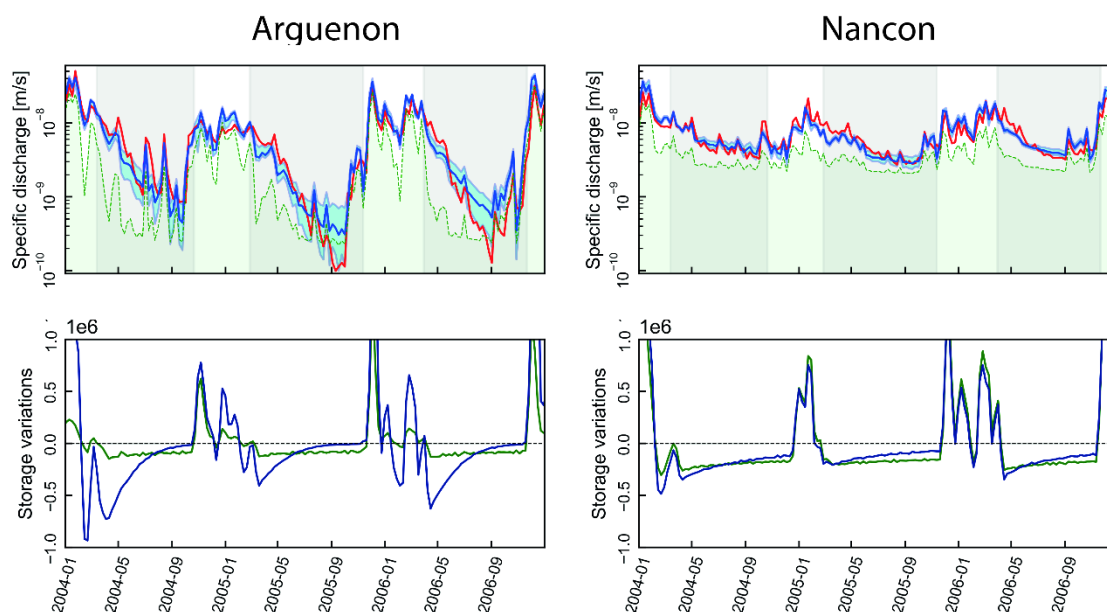


Figure III.9. Variations de stock journalières sur les bassins versants de l'Arguenon et du Nançon à partir des données issues des deux versants équivalents. La courbe verte représente la variation de stock journalière sur le versant équivalent 1 (SA) avec la présence des aires saturées et la courbe bleue représente la variation de stock journalière sur le compartiment sans aires saturées (NSA).

### III.4. Conclusion et perspectives

L'approche à deux versants équivalents prend son origine dans l'exploration des paramètres d'un modèle à un seul versant équivalent. La représentation graphique de cette analyse de sensibilité représente une « carte d'identité » du fonctionnement hydrogéologique des bassins versants. Deux espaces de paramètres optimaux se dessinent systématiquement sur l'ensemble des bassins versants étudiés à l'échelle régionale. Ces espaces se différencient par les processus d'écoulement considérés, eux-mêmes contraints par des gammes de paramètres hydrauliques distincts. La caractérisation individuelle de ces espaces montre qu'une valeur de *Nash-Log* identique peut se transcrire par des informations complémentaires mais, lorsqu'elles sont considérées de façon indépendante, elles ne permettent pas d'interpréter le fonctionnement hydrologique global du bassin versant.

Cependant, la représentation graphique informe directement des processus dominants, de la gamme des propriétés hydrauliques (et donc du stock disponible), de l'extension des aires saturées mais également du degré d'hétérogénéité au sein du bassin versant. La simple visualisation de ces cartes graphiques renseigne sur une multitude d'informations qualitatives et quantitatives concernant l'hydrogéologie des milieux de socle cristallin. Nous nous sommes donc inspirés de l'émergence de ces deux compartiments pour développer l'approche à deux versants équivalents, représentant deux réservoirs distincts

mais complémentaires. Ces travaux donnent des perspectives pour le regroupement des sites à partir d'une typologie des bassins versants

Dans cette étude, l'objectif initial était d'extraire des chroniques hydrologiques de l'information sur les propriétés hydrodynamiques des bassins versants, ainsi que sur leur hétérogénéité. Ces éléments constituent les facteurs de vulnérabilité ou de résilience des bassins versants aux étiages prononcés.

Si deux versants équivalents semblent suffisants pour reproduire la série hydrologique, l'indexation des propriétés hydrodynamiques (et donc du nombre de versants) sur une propriété du paysage, contrôlant les processus, constituerait une avancée majeure dans la modélisation des aquifères de socle. Si les deux bassins versants ont des caractéristiques climatiques et géomorphologiques semblables, ils se différencient par leur nature lithologique et par leur degré d'hétérogénéité lithologique. Ce constat suggère que les propriétés hydrodynamiques effectives des bassins versants, estimées sur les deux versants équivalents, pourraient être contrôlées par la lithologie. La corrélation régionale (sur un plus grand nombre de bassins versants) des propriétés avec la lithologie pourrait mener à une estimation des propriétés par unités lithologiques. On pourrait alors envisager un découpage du bassin versant en versants qui seraient ensuite paramétrés en fonction de leur lithologie. Le déploiement régional de notre méthodologie et la recherche de corrélation avec les structures lithologiques est introduit dans le prochain chapitre.

## Chapitre IV. Vers une régionalisation des propriétés hydrodynamiques

IV.1.	Introduction	80
IV.2.	Description des données	80
IV.2.1.	Chroniques hydrologiques	81
IV.2.2.	Carte géologique de la France au millionième	82
IV.2.3.	Données de forage	83
IV.3.	Méthodologie	85
IV.3.1.	Extraction des paramètres hydrauliques	85
IV.3.2.	Composition lithologique des bassins versants	85
IV.3.2.1.	Définition des classes lithologiques	85
IV.3.2.2.	Intersection avec les limites des bassins versants	87
IV.4.	Résultats	88
IV.4.1.	Corrélation des propriétés hydrodynamiques avec la lithologie	88
IV.4.1.1.	Lithologies majoritaires	89
IV.4.1.2.	Décomposition lithologique	90
IV.4.2.	Variabilité spatiale des paramètres	94
IV.4.3.	Evolution de la conductivité hydraulique avec l'échelle	96
IV.5.	Conclusion	98



## IV.1. Introduction

Dans le chapitre précédent, nous avons utilisé une approche basée sur deux versants équivalents pour extraire des chroniques hydrologiques de l'information sur les milieux souterrains de subsurface. Cela se traduit par une estimation des propriétés hydrodynamiques de subsurface et de leur hétérogénéité à l'échelle du bassin versant. L'analyse des débits à partir de l'utilisation du modèle, sur les bassins versants de l'Arguenon et du Nançon, montre que les facteurs de vulnérabilité ou de résilience des bassins versants aux étiages sont (1) les interactions subsurface-surface par le développement d'aires saturées, (2) la conductivité hydraulique, (3) la diffusivité et, (4) l'hétérogénéité des processus et donc des temps de réponse.

Dans ce chapitre, nous testons l'hypothèse selon laquelle la lithologie est corrélée aux propriétés hydrodynamiques à l'échelle régionale. Bien qu'elle paraisse intuitive, voire naïve, la corrélation entre les propriétés hydrodynamiques et la lithologie n'en reste pas moins à établir et à quantifier. D'autres facteurs géologiques peuvent contrôler les propriétés à l'échelle régionale. La fracturation et l'altération modifient significativement les propriétés hydrodynamiques (Ballèvre et al., 2009; Bonnet et al., 2000; Guillocheau et al., 2003; St. Clair et al., 2015; Taylor and Howard, 2000). Elles sont, dans une certaine mesure, reliées à la lithologie. Le degré d'altération d'une roche va dépendre de l'historique climatique de la formation mais aussi de sa composition minéralogique et donc de sa nature lithologique. Cependant, les épaisseurs altérées et fissurées sont difficiles à estimer à une échelle régionale et pourraient n'être que des facteurs de contrôle de second ordre. Nous focalisons ainsi notre analyse sur le lien entre les propriétés hydrodynamiques et la lithologie. Il faut néanmoins garder à l'esprit que d'autres facteurs géologiques (connectivité des fractures par exemple) pourraient être plus déterminants que la lithologie dans la définition des propriétés hydrodynamiques de subsurface dans les aquifères de socle.

Le modèle à deux versants est utilisé pour extraire les propriétés hydrodynamiques de 79 bassins versants localisés en région Bretagne. Ces propriétés (conductivité hydraulique, diffusivité, hétérogénéité) sont mises en relation avec une carte simplifiée de la lithologie établie à l'échelle du Massif armoricain. Dans une optique de régionalisation des propriétés hydrodynamiques basée sur la lithologie, nous étudions également la question de l'évolution de la conductivité hydraulique avec l'échelle. Les conductivités hydrauliques estimées à l'échelle du bassin versant par le modèle sont comparées avec les conductivités hydrauliques mesurées en forage.

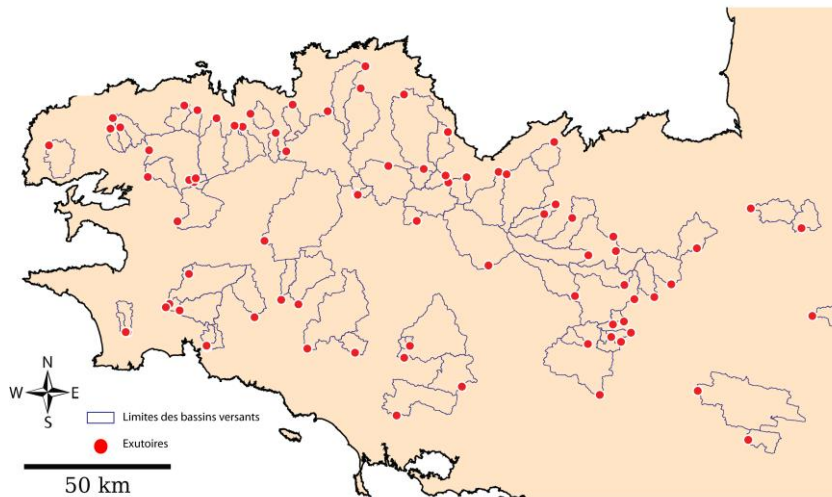
## IV.2. Description des données

Les données utilisées pour la régionalisation des propriétés hydrodynamiques sont les chroniques hydrologiques de 79 bassins versants ainsi que la carte géologique au millionième de la France.

### IV.2.1. Chroniques hydrologiques

Les débits de rivière sont mesurés au niveau des stations de jaugeage à partir des hauteurs d'eau par le biais des courbes de tarage (Harrelson, 1994). Ces données sont représentatives du bassin versant en amont de la station, qui représente alors l'exutoire. Ainsi, contrairement aux données piézométriques qui apportent une information locale sur la ressource en eau, les données de débits conduisent à une information représentative à l'échelle du bassin versant. Ces données sont disponibles en libre accès dans la base de données nationale *Hydroportail* (<https://hydro.eaufrance.fr/>) et sont fournies, pour le Massif armoricain, via la DREAL Bretagne.

Pour la majorité des stations, la couverture temporelle des données permet d'acquérir une information sur plusieurs décennies, à un pas de temps journalier (SANDRE, 2006). Seules les stations en amont des barrages et référencées comme « régime non influencé » ont été retenues afin de caractériser une dynamique naturelle et non anthropisée des écoulements (**Figure IV.1**).



**Figure IV.1.** Localisation des 79 bassins versants utilisés pour l'exploration des paramètres avec le modèle à deux versants équivalents. Les points rouges représentent les stations hydrologiques, considérées comme les exutoires. Les lignes représentent la délimitation des bassins versants correspondants.

Les 79 stations non influencées et sélectionnées pour l'analyse des chroniques hydrologiques sont référencées en Annexe 1.

L'aire cumulée des bassins versants sélectionnés représente une couverture de  $1.3 \times 10^{10}$  m<sup>2</sup>, soit 51% de la surface de la Bretagne. La partie non représentée est constituée principalement des bassins versants côtiers et du bassin versant de la Vilaine sur lequel l'influence anthropique est trop importante pour accéder au signal naturel. Cependant, nous pouvons considérer que cette surface est représentative de la diversité lithologique et hydrologique de la région.

### IV.2.2. Carte géologique de la France au millionième

Les cartes numériques de la géologie de la France sont fournies par le BRGM à deux échelles via la base de données *Infoterre* (<https://infoterre.brgm.fr/>): une première à l'échelle nationale au 1/1 000 000° (Bd Million-Géol) et une seconde, vectorisée et harmonisée, à l'échelle départementale au 1/50 000° (Bd Charm-50).

La carte géologique doit répondre à plusieurs critères pour être mise en relation avec les propriétés hydrodynamiques. La première contrainte consiste à avoir une densité de station hydrologique (et donc de propriété hydrodynamique) suffisante par lithologie. La seconde contrainte consiste à généraliser la lithologie de façon à ce qu'elle soit transposable au-delà de la région étudiée. Pour ces deux raisons, nous avons choisi la carte au 1/1 000 000° (**Figure IV.2**) qui est suffisamment générale, avec un nombre de lithologies limité, ce qui lui permet d'être transposable aux autres régions de socle. La carte au 1/50 000° est utilisée en complément pour affiner l'analyse si nécessaire.

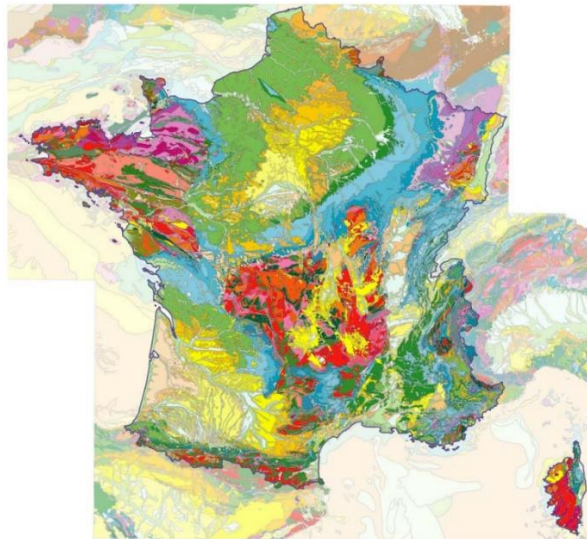


Figure IV.2. Carte géologique de la France métropolitaine à l'échelle du millionième (BRGM)

La table attributaire de la couche géologique de la carte contient des informations simplifiées à partir de la dénomination des natures lithologiques (**Figure IV.3**). Elles sont au nombre de 4 classes :

- (1) Sédimentaires
- (2) Plutoniques
- (3) Métamorphiques
- (4) Volcaniques

Ces classes peuvent être affinées à partir de l'âge de la formation. Les périodes concernées par les formations au sein de cette région sont les ères protérozoïques, paléozoïques, mésozoïques et cénozoïques.

1 LITHOLOGIE	LITH	TER	3 ÈRE	SYSTEME	AGE STRAT	AGE RADI	AGE	AGE	2 NATURE
marnes, argiles, grès, dolomies		T	mésozoïque	trias	trias supérieur	230-203 Ma	230	203	sédimentaire
monzogranites, granodiorites		T	protérozoïque	néoprotérozoïque	briovérien supérieur	580-540 Ma	580	540	plutonique
marnes, dolomies, grès, argiles		T	mésozoïque	trias	trias moyen	240-230 Ma	240	230	sédimentaire
micaschistes, paragneiss, amphibolites		T	protérozoïque	néoprotérozoïque, ca	briovérien, cambrien	670-500 Ma	670	500	métamorphique
sables, cailloutis, argiles		T	cénozoïque	néogène	pliocène	5,30-1,75 M	5,3	1,75	sédimentaire
micaschistes, paragneiss		M	protérozoïque	néoprotérozoïque, ca	briovérien, cambrien	670-500 Ma	670	500	métamorphique
marnes, argiles, gaizes, sables		T	mésozoïque	crétacé	crétacé inférieur	135-96 Ma	135	96	sédimentaire
quartzites, grès, schistes		T	paléozoïque	ordovicien	ordovicien	500-435 Ma	500	435	sédimentaire
métaquartzdiorites, métagranodiorites		T	paléozoïque	cambrien, ordovicien	cambrien, ordovicien i	520-455 Ma	520	455	métamorphique
leucogranites peralumineux		T	paléozoïque	carbonifère	tournaisien, viséen inf	355-335 Ma	355	335	plutonique

Figure IV.3. Extrait de la table attributaire de la carte géologique au millionième. Nous détaillons les éléments, correspondant à chacun des vecteurs de la carte, utilisés par la suite. (1) dénomination de la lithologie; (2) nature lithologique; (3) âge de la formation indiqué par l'ère géologique correspondante.

### IV.2.3. Données de forage

Les paramètres hydrauliques de 363 forages sont estimés à partir de mesures de terrain par essai de pompage. Ils sont répertoriés dans la base de données sur les sous-sols BSS (<https://ades.eaufrance.fr/>) en Bretagne (**Figure IV.4**). Ces points d'eau ont été caractérisés par leur transmissivité, leur coefficient d'emmagasinement et leur perméabilité.

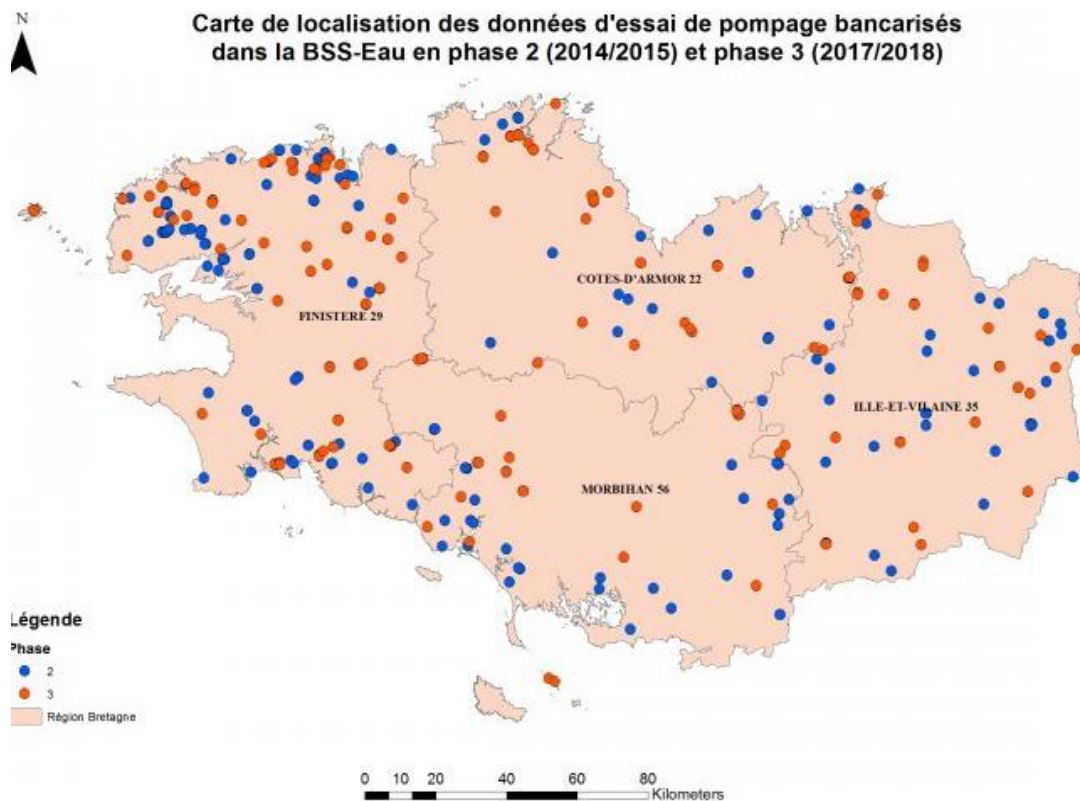


Figure IV.4. Localisation des mesures par essai de pompage bancarisés dans la BSS-Eau pour la région Bretagne (<https://sigesbre.brgm.fr/>).

Les paramètres hydrauliques estimés sont fortement hétérogènes. La transmissivité varie sur plusieurs ordres de grandeur avec un minimum à  $2.7 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$  et un maximum à  $9.7 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ . Le coefficient d'emmagasinement est encore plus hétérogène avec une variation de sa valeur de  $3 \times 10^{-8}$  à 0.1. Ces mesures de forage ont été mises en relation avec



la lithologie des roches par le BRGM dans le cadre du SIGES Bretagne (*Système d'Information pour la Gestion des Eaux Souterraines en Bretagne*). Cette étude a donné lieu à un log tectono-lithostratigraphique de la Bretagne avec une gamme de variation des paramètres en fonction des classes lithologiques simplifiées de la région (**Figure IV.5**). Le travail a mis en lumière l'influence de la lithologie sur la variabilité des paramètres hydrauliques.

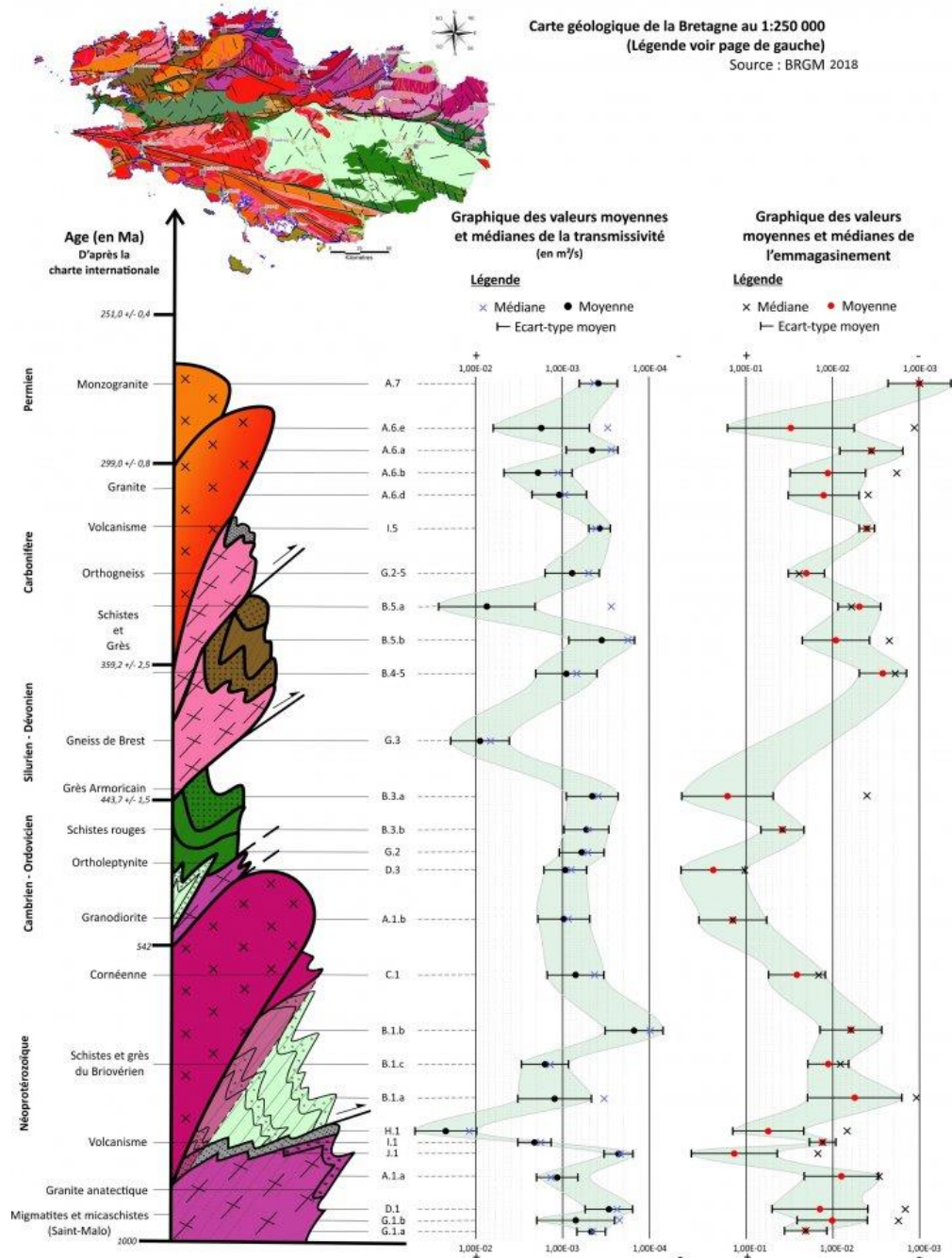


Figure IV.5. Log tectono-lithostratigraphique de la Bretagne réalisé dans le cadre du SIGES Bretagne. Les paramètres considérés sont la transmissivité [m<sup>2</sup>/s] et l'emmagasinement [-]. Les

points noirs correspondent à la moyenne, les croix bleus à la médiane et les barres correspondent à l'écart-type (<https://sigesbre.brgm.fr/>).

Cependant, les mesures par essai de pompage sont locales et ne sont pas forcément représentatives du système global d'un bassin versant. Cela peut être le cas dans des milieux homogènes, comme peuvent l'être les aquifères sédimentaires, mais ceci est moins le cas dans les aquifères de socle cristallin, avec des écoulements localisés et discontinus. L'utilisation des paramètres hydrauliques mesurés en forage, à une plus large échelle, est donc soumise à des incertitudes relatives à l'évolution des propriétés avec l'échelle.

### IV.3. Méthodologie

#### IV.3.1. Extraction des paramètres hydrauliques

Le modèle à deux versants équivalents permet d'estimer, pour les 79 bassins versants, des valeurs effectives (1) de conductivité hydraulique  $K$ , (2) de porosité  $\phi$ , et (3) de diffusivité  $D$ . Les paramètres sont estimés sur chacun des deux versants du modèle, ce qui induit 2 valeurs effectives par paramètre hydrodynamique. L'ensemble des résultats est donné en Annexe 2.

#### IV.3.2. Composition lithologique des bassins versants

La corrélation des paramètres hydrodynamiques effectifs avec la lithologie est étudiée à partir de l'utilisation de la carte géologique de la France au millionième et d'une simplification de cette carte pour définir des classes lithologiques simplifiées. L'intersection de la carte simplifiée de la lithologie avec les limites du bassin versant permet de calculer la composition lithologique des bassins.

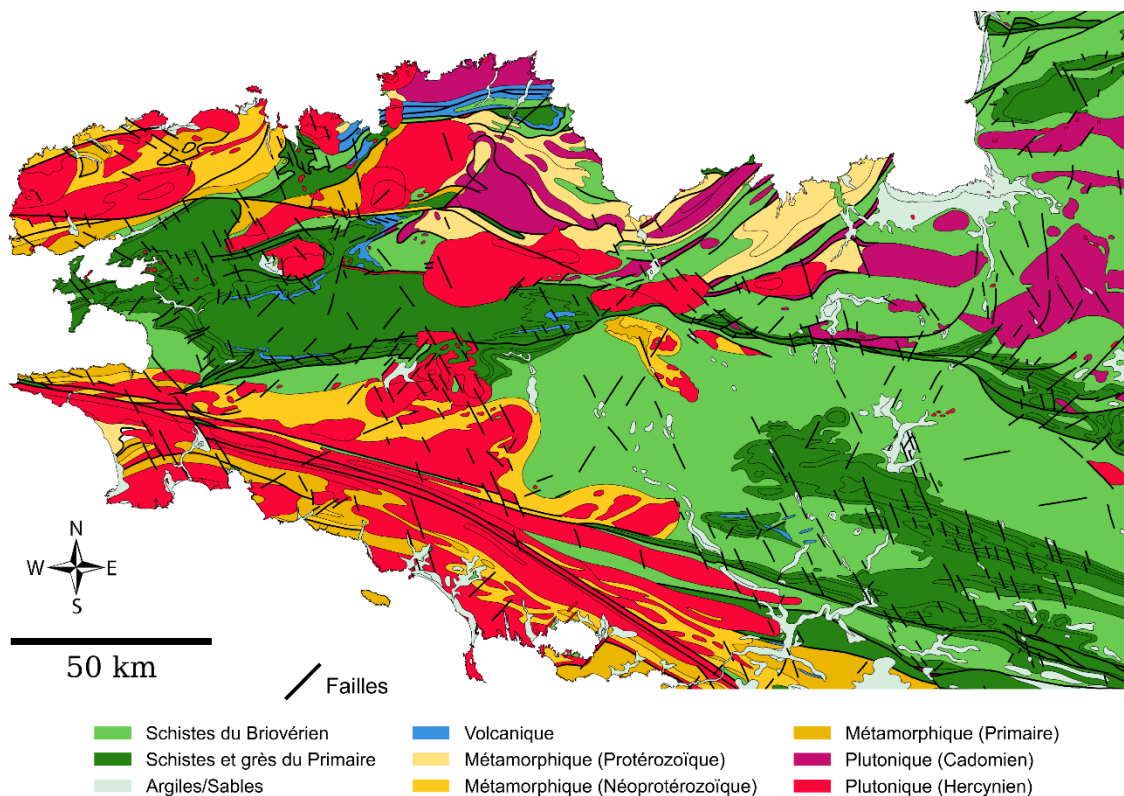
##### IV.3.2.1. Définition des classes lithologiques

Les classes lithologiques sont définies en simplifiant la carte géologique de la France au millionième. Cette carte référence 109 lithologies à l'échelle spatiale du Massif armoricain. Le regroupement des lithologies sous forme de classes est établi selon deux critères : 1) La nature de la formation géologique et; 2) l'âge de la formation, dont les caractéristiques sont détaillées ci-dessous.

- Nature des formations géologiques : Les formations sont de nature plutonique, métamorphique, sédimentaire (métasédimentaire en Bretagne) ou volcanique. Dans le Massif armoricain, les formations sédimentaires/métasédimentaires sont principalement des grès et des schistes provenant de l'érosion des chaînes Cadomiennes ou Hercyniennes.
- Âge des formations géologiques : Dans le Massif armoricain, les formations sont principalement originaires des ères géologiques du Protérozoïque (au-delà de 544 Ma) et du Paléozoïque (544 – 245 Ma). L'ère Protérozoïque est la période la plus ancienne, période de l'orogénèse de la chaîne Cadomienne (active entre

750 – 520 Ma environ). L'ère Paléozoïque (ou l'ère Primaire) est caractéristique de la période d'orogénèse de la chaîne Hercynienne (ou varisque) (active entre 360 – 300 Ma environ). Certaines formations plus récentes (minoritaires) sont des dépôts de formations superficielles, d'origine des ères du Mésozoïque (245 – 66.4 Ma) ou du Cénozoïque (66.4 Ma – période récente) sous la forme d'argiles ou de sables. Ce sont des formations de type alluvial, i.e., liées à l'activité des cours d'eau.

La combinaison de ces deux critères permet de simplifier la carte géologique au millionième en 9 classes lithologiques (**Figure IV.6**).



**Figure IV.6.** Regroupement simplifié des classes lithologiques à l'échelle du Massif armoricain. Les formations en rouge et magenta représentent les formations plutoniques (granites, granitoïdes et diorites). Les formations en jaune représentent les formations métamorphiques (métagranitoïdes, micaschistes, gneiss). En vert, sont représentées les formations métasédimentaires peu ou non métamorphisées (schistes, grès). Les formations volcaniques sont représentées en bleu. Enfin, les formations superficielles plus récentes sont représentées en vert clair. Les lignes noires représentent les failles et les discontinuités géologiques.

Les classes lithologiques simplifiées sont les suivantes :

(1) Les formations plutoniques sont subdivisées en deux catégories pour différencier les roches provenant de la chaîne Cadomienne des roches provenant de la chaîne Hercynienne. Les formations plutoniques englobent principalement des granitoïdes et diorites composées de quartz.

(2) Les formations métamorphiques sont des roches qui ont été transformées et peuvent être d'origine plutonique (e.g., les métagranites, métadiorites, orthogneiss) ou d'origine métasédimentaire (e.g., micaschistes, schistes, paragneiss). Dans cette thèse, les formations métamorphiques sont subdivisées selon l'âge de la formation plutôt que selon l'origine des roches métamorphisées. Les formations métamorphiques proviennent soit du Protérozoïque, soit du Paléozoïque. Certaines formations sont à l'interface de ces deux périodes et sont définies comme provenant du Néoprotérozoïque.

(3) Les formations métasédimentaires sont principalement des grès et des schistes provenant de l'érosion des chaînes Cadomiennes ou Hercyniennes. On les retrouve principalement au centre de la Bretagne. Les Schistes du Briovérien sont les plus connus et proviennent de la période du Protérozoïque. Nous les différencions des schistes et des grès de l'ère Primaire.

(4) Enfin nous complétons la liste des classes lithologiques par les formations volcaniques et les formations alluviales (argiles, sables).

Nous effectuons ensuite une intersection entre les limites des bassins versants et la carte de la lithologie simplifiée du Massif armoricain pour calculer les pourcentages lithologiques au sein de chaque bassin versant.

#### IV.3.2.2. Intersection avec les limites des bassins versants

L'intersection des deux couches géographiques (limites des bassins versants et carte de la lithologie simplifiée du Massif armoricain) permet d'estimer le pourcentage de chaque classe lithologique au sein des 79 bassins versants (**Figure IV.7**). L'intersection est une fonctionnalité classiquement utilisée dans les opérations géographiques et est disponible dans la librairie python *pysheds* (Bartos, 2020). Les surfaces de chaque polygone sont alors divisées par l'aire totale du bassin versant. La composition lithologique des bassins versants est référencée en Annexe 3.



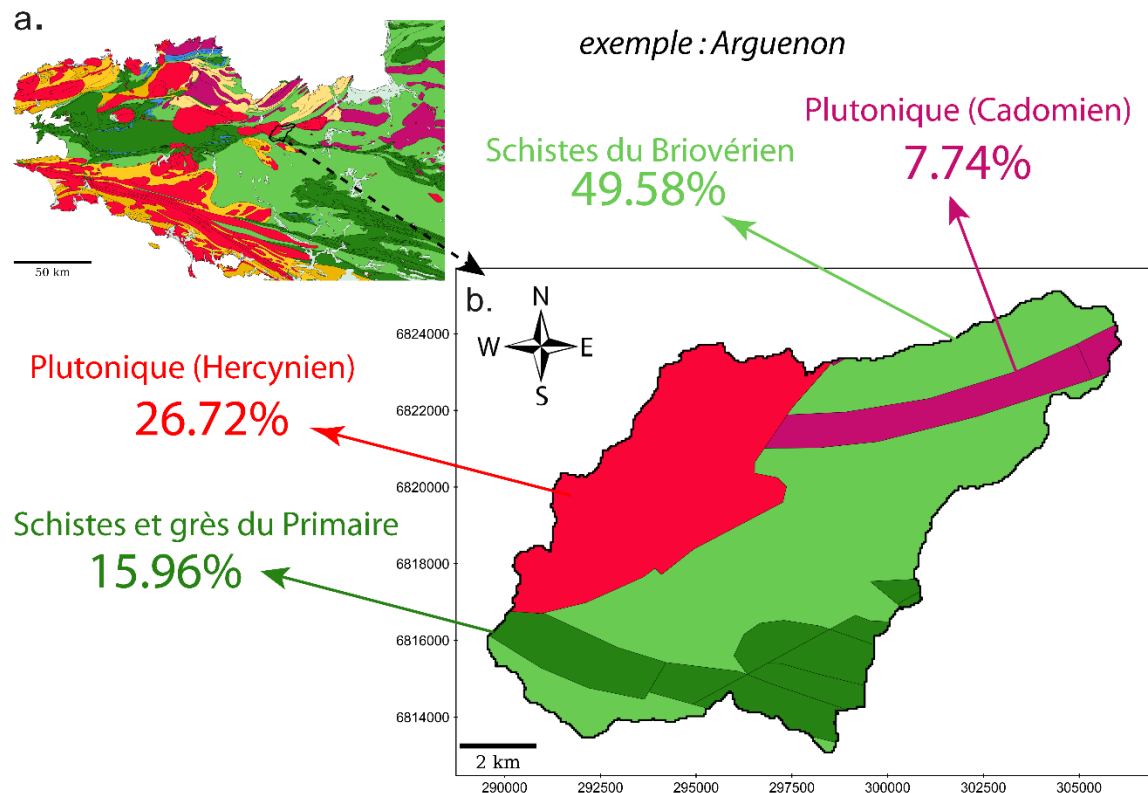


Figure IV.7. Illustration de l'intersection entre la délimitation du bassin versant de l'Arguenon et la carte de la lithologie simplifiée du Massif armoricain. Le polygone du bassin versant est découpé par la couche vectorisée de la lithologie simplifiée à l'échelle du Massif armoricain. La surface de chaque polygone, représentant les lithologies, est ensuite divisée par la surface totale du bassin versant pour estimer la composition lithologique du bassin versant.

#### IV.4. Résultats

L'objectif principal du chapitre concerne la mise en évidence de la corrélation entre les propriétés hydrodynamiques et la lithologie à une échelle régionale.

Dans le chapitre précédent, nous avons vu que nous estimons qu'il existe une multitude de solutions optimales et non pas une seule valeur de conductivité hydraulique ou de porosité. Les critères de sélection des solutions optimales ont été définis dans la section III.2.2. Pour la suite de ce chapitre, nous utilisons comme résultats la valeur médiane des propriétés hydrodynamiques estimées sur l'ensemble des solutions.

Les valeurs des paramètres hydrodynamiques estimés avec le modèle à deux versants (i.e.,  $K_1$ ,  $K_2$ ,  $\phi_{1,d}$ ,  $\phi_{2,d}$ , et  $D_2$ ) et du contraste des deux conductivités hydrauliques ( $K_2/K_1$ ) sont répertoriées en Annexe 2.

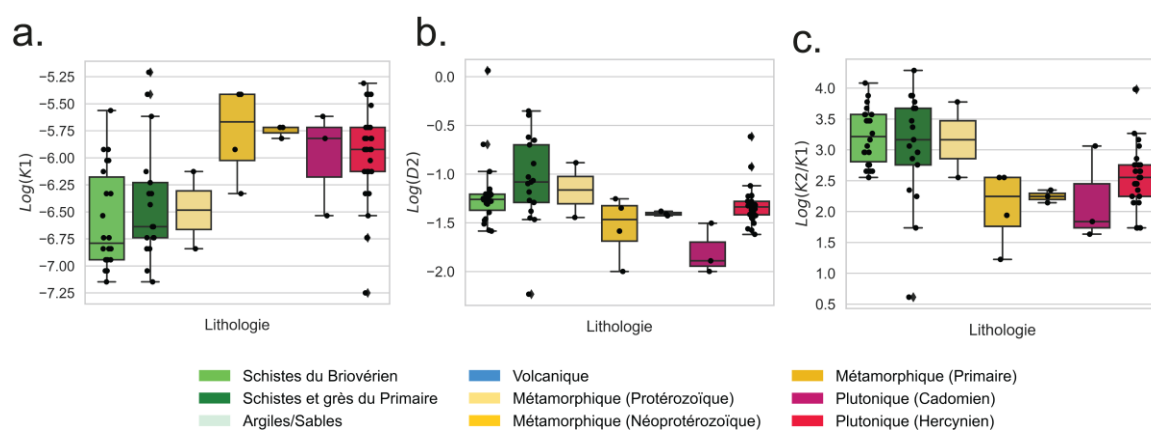
##### IV.4.1. Corrélation des propriétés hydrodynamiques avec la lithologie

Les paramètres hydrodynamiques estimés des 79 bassins versants sont mis en relation avec les classes lithologiques simplifiées dans cette section.

#### IV.4.1.1. Lithologies majoritaires

A ce stade des résultats, nous avons estimé la lithologie majoritaire des bassins versants, i.e., celle qui représente la surface de recouvrement la plus importante. Chaque bassin versant est alors associé à une lithologie, que nous pouvons mettre en relation avec les propriétés hydrodynamiques estimées. Deux lithologies simplifiées ne sont jamais majoritaires et ne sont donc pas utilisées dans cette section des résultats (les argiles/sables et le type volcanique).

Une représentation en boxplot regroupe les paramètres hydrodynamiques en fonction des lithologies (**Figure IV.8**). Elle met en évidence l'émergence de deux types lithologiques : (1) les types associés aux classes plutoniques (teinte rouge) et métamorphiques les plus récentes (teinte jaune foncée); et (2) les types associés aux classes métasédimentaires (teinte verte) et métamorphiques anciennes (teinte jaune pâle). Les valeurs des paramètres par lithologie sont insérées dans le **Tableau 4**.



**Figure IV.8.** Boxplot des paramètres hydrodynamiques par unité lithologique. Les paramètres hydrodynamiques sélectionnés pour le graphique sont: a) les  $\text{Log}(K_1)$ ; b) les  $\text{Log}(D_2)$ ; et c) les  $\text{Log}(K_2/K_1)$ .

**Tableau 4.** Valeurs des paramètres hydrodynamiques estimés avec le modèle à deux versants équivalents, regroupés par classe lithologique. Les paramètres considérés sont la conductivité hydraulique  $K_1$  du versant équivalent 1 (SA), la diffusivité  $D_2$  du versant équivalent 2 (NSA) et le ratio des deux conductivités  $K_2/K_1$ . Les paramètres hydrodynamiques sont représentés sous leur forme logarithmique. Le nombre de bassins versants  $n$  recensé pour chaque lithologie majoritaire est indiqué.

Classe lithologique	$\text{Log}(K_1)$	$\text{Log}(D_2)$	$\text{Log}(K_2/K_1)$	$n$
Métasédimentaire (Schistes du Brivovérien)	-6.79	-1.26	3.21	22
Métasédimentaire (Schistes et grès du Primaire)	-6.64	-1.08	3.16	17
Métamorphique (Protérozoïque)	-6.48	-1.16	3.16	2
Métamorphique (Néoprotérozoïque)	-5.66	-1.47	2.24	4
Métamorphique (Primaire)	-5.72	-1.41	2.24	3
Plutonique (Cadomien)	-5.82	-1.89	1.84	3
Plutonique (Hercynien)	-5.92	-1.34	2.55	28

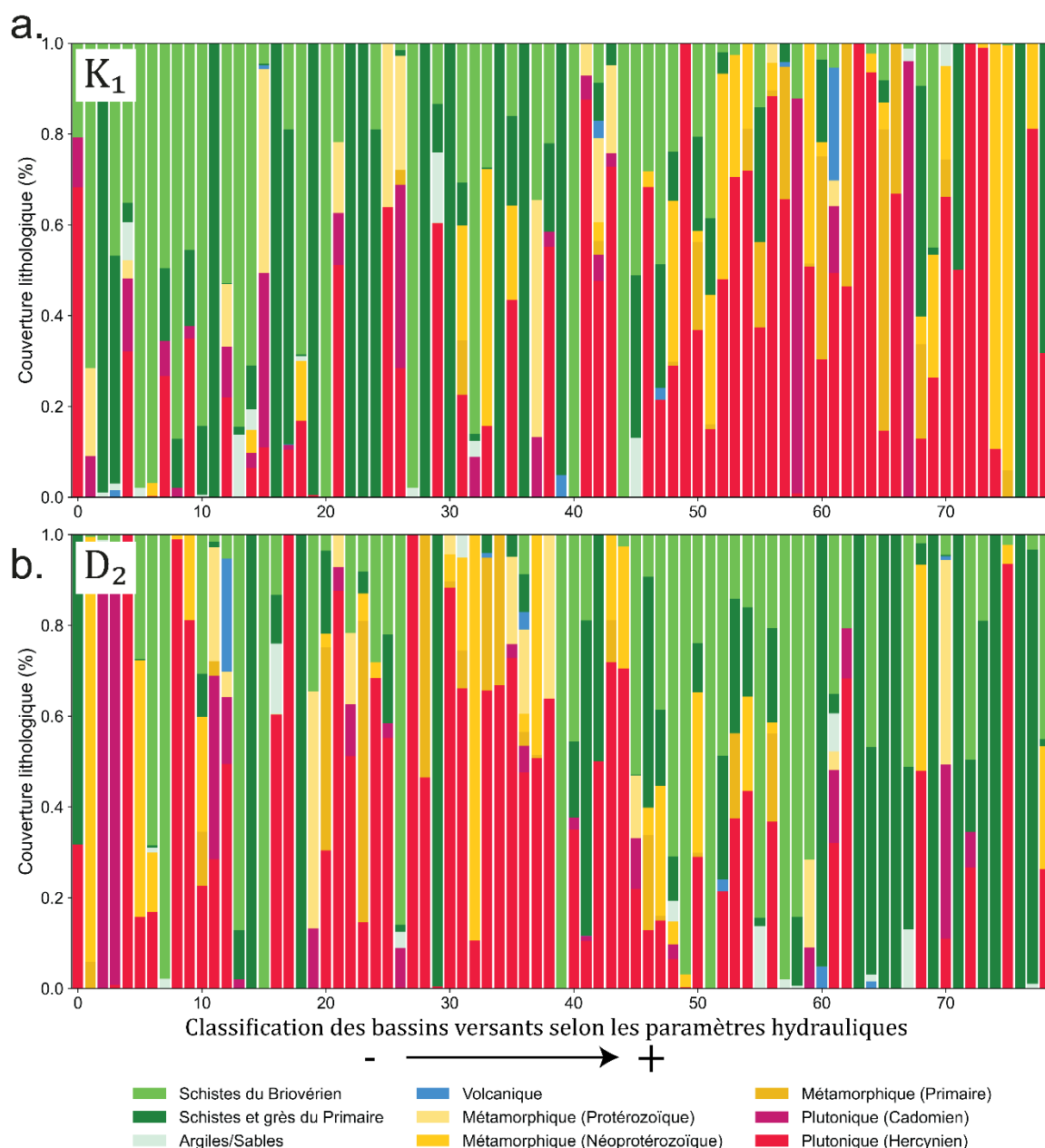
Lorsque les paramètres sont regroupés par classe lithologique majoritaire, la variabilité des propriétés est limitée. La conductivité hydraulique  $K_1$  varie sur un ordre de grandeur (minimum à  $\text{Log}(K_1) = -6.79$  pour les schistes du Briovérien et maximum à  $\text{Log}(K_1) = 5.66$  pour les formations métamorphiques du Néoprotérozoïque). La diffusivité  $D_2$  varie sur moins d'un ordre de grandeur (minimum à  $\text{Log}(D_2) = -1.89$  pour les formations plutonique (chaîne Cadomienne) et un maximum à  $\text{Log}(D_2) = -1.08$  pour les schistes et grès de l'ère Primaire). Enfin, le ratio des deux conductivités montre un peu plus de variabilité avec un minimum à  $\text{Log}(K_2/K_1) = 1.84$  (plutonique (Cadomien)) et un maximum à  $\text{Log}(K_2/K_1) = 3.21$  (Schistes du Briovérien).

Les résultats indiquent une différenciation nette entre les classes plutoniques (rouge) et les classes métasédimentaires (vert). Les plutoniques ont un versant équivalent SA plus conducteur que celui des métasédimentaires (i.e., des aires saturées moins étendues) et un versant équivalent NSA moins diffusif (on vidange les stocks moins rapidement). Cela se retranscrit sur le contraste des conductivités avec un ratio plus important pour les métasédimentaires, suggérant des écoulements rapides et une vulnérabilité aux épisodes d'étiage. Pour les classes métamorphiques, certaines lithologies sont associées à celles des plutoniques (celles des ères du Néoprotérozoïque et du Primaire), et d'autres aux métasédimentaires (celles de l'ère Protérozoïque).

#### IV.4.1.2. Décomposition lithologique

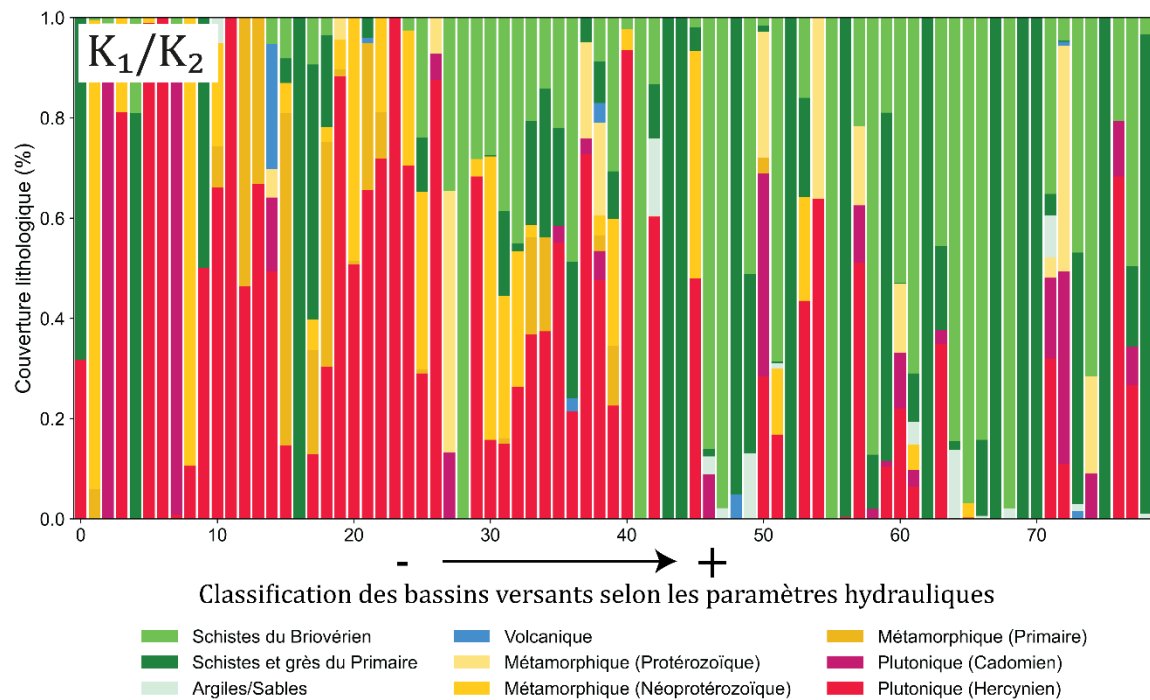
Dans cette section, nous analysons la corrélation des propriétés hydrodynamiques estimées avec la lithologie en considérant non plus une seule lithologie majoritaire mais la composition lithologique globale du bassin versant.

Les paramètres hydrodynamiques sont réorganisés selon leur valeur croissante dans une représentation graphique en diagramme à barres empilées (**Figure IV.9** et **Figure IV.10**). La valeur la moins élevée d'un paramètre est située sur la partie gauche de l'axe des abscisses et la valeur la plus importante sur la partie droite. Cet axe traduit qualitativement plutôt que quantitativement la part de chacune des lithologies dans le contrôle du paramètre hydrodynamique. Chaque barre représentative d'un bassin versant est décomposée selon les pourcentages cumulés des surfaces relatives aux lithologies simplifiées. Nous ne représentons que les paramètres contraints de chaque versant équivalent, soit la conductivité hydraulique  $K_1$  (versant équivalent SA) et la diffusivité  $D_2$  (versant équivalent NSA) (**Figure IV.9**) ainsi que le ratio des deux conductivités  $\text{Log } K_2/K_1$  (**Figure IV.10**).



**Figure IV.9.** Classification des bassins versants selon les paramètres hydrodynamiques estimés avec le modèle à deux versants équivalents. Les paramètres représentés sont ceux qui contrôlent chacun des versants équivalents soit, a) la conductivité hydraulique  $K_1$  du versant équivalent SA et b) la diffusivité  $D_2$  du versant équivalent NSA. Les barres empilées décomposent la somme cumulée des surfaces relatives aux classes lithologiques simplifiées. En rouge, sont représentées les classes plutoniques (granitoïdes, diorites); en jaune, les classes métamorphiques (métagranitoïdes, gneiss, micaschistes); en vert, les classes métasédimentaires (schistes, grès); en bleu, les classes volcaniques et en vert clair, les formations alluviales superficielles (argiles, sables). L'intensité des couleurs permet de différencier l'âge des

formations. Les indices des bassins versants, selon la valeur croissante des paramètres, sont représentés sur l'axe des abscisses.

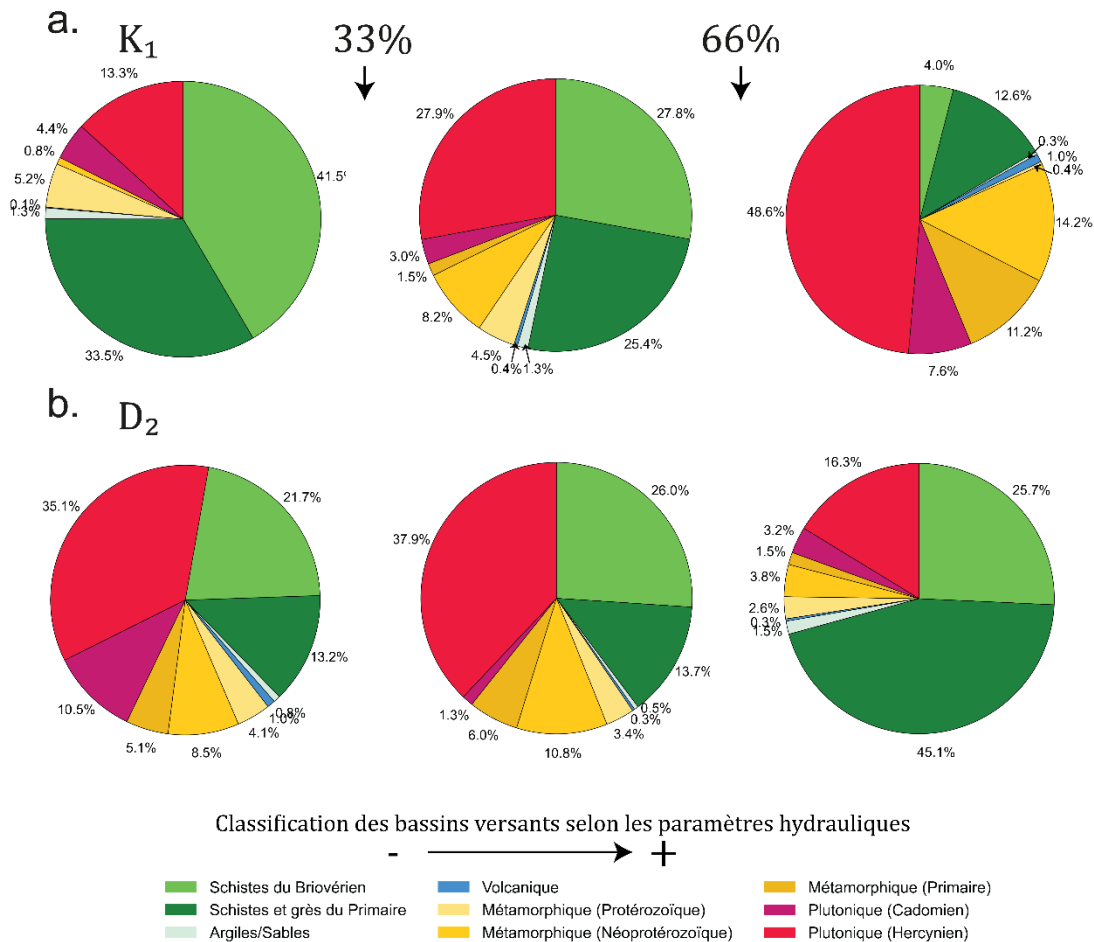


**Figure IV.10.** Classification des bassins versants selon les valeurs de  $K_2/K_1$  estimés avec le modèle à deux versants équivalents. Les barres empilées décomposent la somme cumulée des surfaces relatives aux classes lithologiques simplifiées. En rouge, sont représentées les classes plutoniques (granitoïdes, diorites); en jaune, les classes métamorphiques (métagranitoïdes, gneiss, micaschistes); en vert, les classes métasédimentaires (schistes, grès); en bleu, les classes volcaniques et en vert clair, les formations alluviales superficielles (argiles, sables). L'intensité des couleurs permet de différencier l'âge des formations. Les indices des bassins versants, selon la valeur croissante des paramètres, sont représentés sur l'axe des abscisses.

Nous retrouvons l'organisation des propriétés hydrodynamiques selon la nature lithologique (**Figure IV.9**). Le contrôle lithologique est également visible sur le contraste des conductivités hydrauliques  $K_1/K_2$  (**Figure IV.10**).

La conductivité hydraulique  $K_1$  est associée aux classes métasédimentaires (schistes du Briovérien et schistes et grès du Primaire) lorsque sa valeur est la moins importante. De la même façon, lorsque l'on se rapproche des valeurs les plus importantes, la proportion des formations plutoniques et métamorphiques augmente également. En décomposant le diagramme du paramètre  $K_1$  en 3 catégories, on observe que le premier tiers du diagramme est composé à 75% des classes métasédimentaires et à 17% des plutoniques (**Figure IV.11a**). A l'opposé, le dernier tiers de la classification est majoritairement composé par les bassins versants plutoniques et métamorphiques (respectivement 56.2% et 25.9%). Plus  $K_1$  augmente, plus la proportion de formations plutoniques est importante et, à l'inverse, moins la proportion de formations métasédimentaires est élevée. On obtient un résultat comparable sur la diffusivité  $D_2$  mais avec une organisation inverse (**Figure**

**IV.11b).** Plus la valeur de  $D_2$  est élevée, moins la proportion de formations plutoniques est importante, et inversement pour les formations métasédimentaires. Les relations inverses entre  $K_1$  et  $D_2$  peuvent s'expliquer par des mécanismes de compensation sur la reproduction des temps de réponse. Les valeurs de  $K_1$  les moins élevées induisent des temps de réponse rapides par le développement d'aires saturées et exfiltration des écoulements souterrains à la surface. Ces écoulements rapides peuvent être reproduits par des diffusivités importantes.



**Figure IV.11.** Diagramme circulaire de la composition lithologique des bassins versants selon la valeur des a)  $K_1$  et b) des  $D_2$ . La première colonne représente le premier tiers des bassins versants dans la classification, sous forme de barres empilées, des paramètres hydrodynamiques ( $K_1$  :  $< 3 \times 10^{-7}$  m/s;  $D_2$  :  $< 4 \times 10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s), la seconde colonne représente le second tiers ( $K_1$  :  $3 \times 10^{-7}$  à  $1.2 \times 10^{-6}$  m/s;  $D_2$  :  $4 \times 10^{-2}$  à  $6 \times 10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s) et la dernière colonne le dernier tiers. ( $K_1$  :  $> 1.2 \times 10^{-6}$  m/s;  $D_2$  :  $> 6 \times 10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s).

Nous n'observons pas de grandes tendances sur l'organisation des propriétés effectives avec l'âge des formations géologiques pour les classes plutoniques et métasédimentaires. L'âge des formations métamorphiques semble être corrélé aux conductivités hydrauliques  $K_1$  (**Figure IV.9a**, **Figure IV.11a**) mais la corrélation est moins importante avec les diffusivités  $D_2$  (**Figure IV.9b**, **Figure IV.11b**). La majorité des formations métamorphiques

de l'ère Protérozoïque (formations les plus anciennes) est située sur la gauche de l'axe des abscisses, associée aux conductivités hydrauliques les moins importantes, tandis que les formations les plus récentes (ères du Néoproterozoïque et Primaire) sont plutôt associées aux conductivités hydrauliques les plus importantes (0.9% dans le premier tiers à 25.2% dans le dernier tiers de la classification). A ce stade il est difficile d'établir une corrélation entre l'âge des formations métamorphiques et les propriétés hydrodynamiques. La corrélation pourrait être induite par d'autres facteurs comme l'origine lithologique des roches métamorphiques.

#### IV.4.2. Variabilité spatiale des paramètres

Les paramètres hydrodynamiques effectifs ont été représentés sous forme de carte géographique pour identifier une organisation spatiale (**Figure IV.12** et **Figure IV.13**). Les paramètres sont effectifs de l'échelle des bassins versants et sont donc affichés à leurs exutoires avec la zone de drainage. Le regroupement lithologique simplifié est utilisé en fond de carte pour comprendre l'influence des structures lithologiques dans la variabilité spatiale des paramètres (zones amont/aval, interfaces lithologiques etc...). Un dégradé colorimétrique différencie la valeur des paramètres hydrauliques.

Les deux graphiques montrent une organisation spatiale des paramètres hydrodynamiques en fonction des structures lithologiques. On observe deux éléments spatiaux structurant la distribution des paramètres. Le premier concerne la présence des unités plutoniques au nord et au sud de la région induisant un gradient des propriétés du littoral au centre de la région. Ce gradient est notamment visible à l'est de la région où l'on observe un contraste des propriétés entre les bassins versants situés sur les granites de la chaîne Cadomienne (mauve) et le restant des bassins versants localisés sur du schiste du Briovérien en majorité (vert). Le second différencie les unités lithologiques par un gradient Est-Ouest. Les unités métasédimentaires sont majoritairement à l'est tandis que les unités plutoniques sont en plus grande proportion à l'ouest. Des schistes et grès du Primaire sont localisés à l'ouest mais ces bassins versants sont relativement grands et drainent également des unités plutoniques.

Les gradients Est-Ouest et littoral/continent ne sont pas sans rappeler les gradients climatiques identifiés dans le Chapitre II, section II.1.1. La modélisation mécaniste des débits permet de répondre au besoin de filtrer les facteurs climatiques et topographiques dans ces analyses. Une analyse simplement statistique des données hydrologiques montre une corrélation des débits d'étiage avec les facteurs climatiques, géologiques et topographiques (Annexe 6). Après avoir filtré des effets climatiques, il reste un gradient Est-Ouest qui s'explique par l'évolution des structures géologiques globalement de l'est vers l'ouest. La corrélation avec la géologie est confirmée par le fait que des propriétés soient plus développées à l'Est au sein des bassins versants du Couesnon, de la Loysance et du Nançon en contradiction avec le gradient global Est-Ouest, qui s'avère plus apparent qu'explicatif.



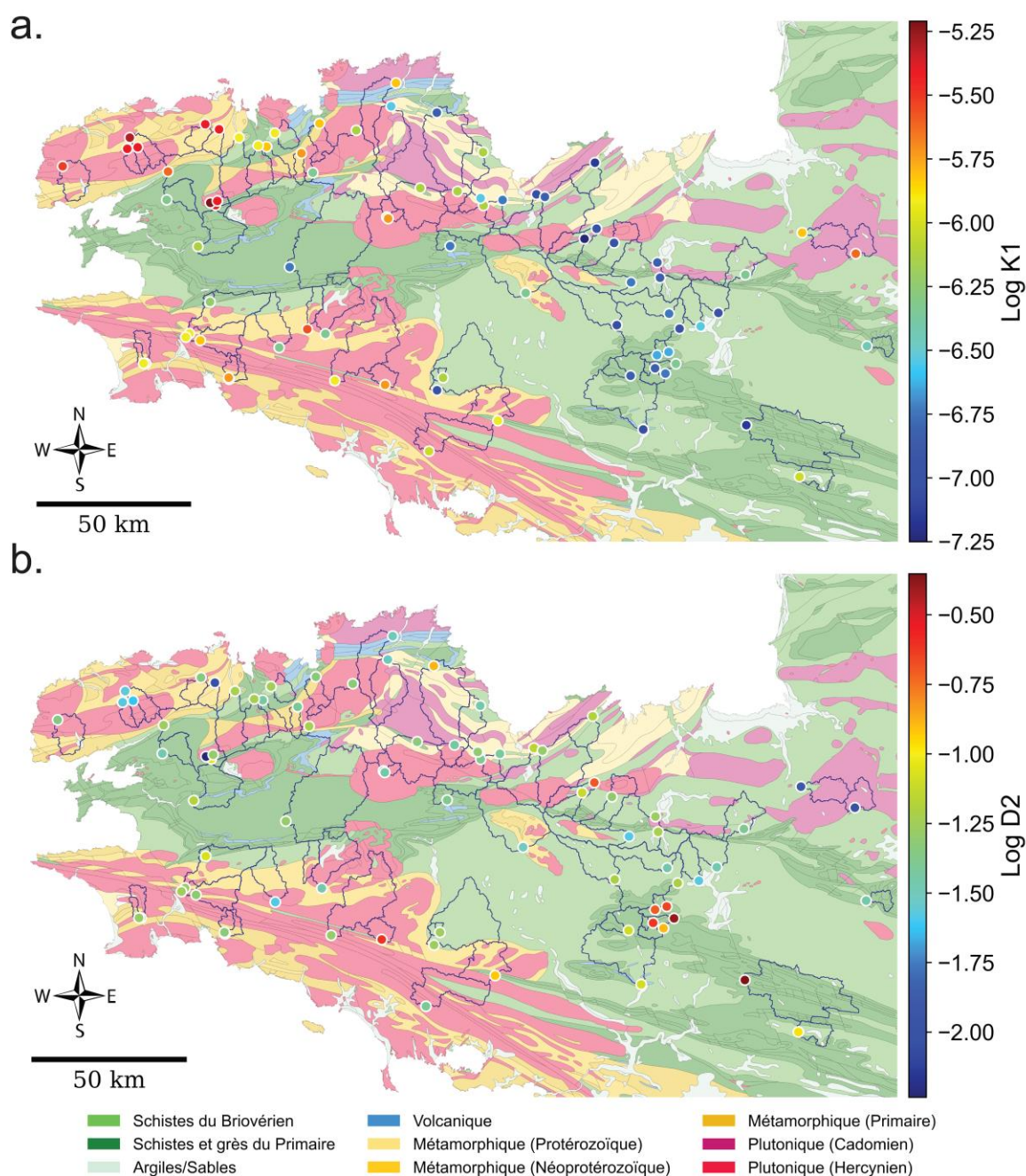
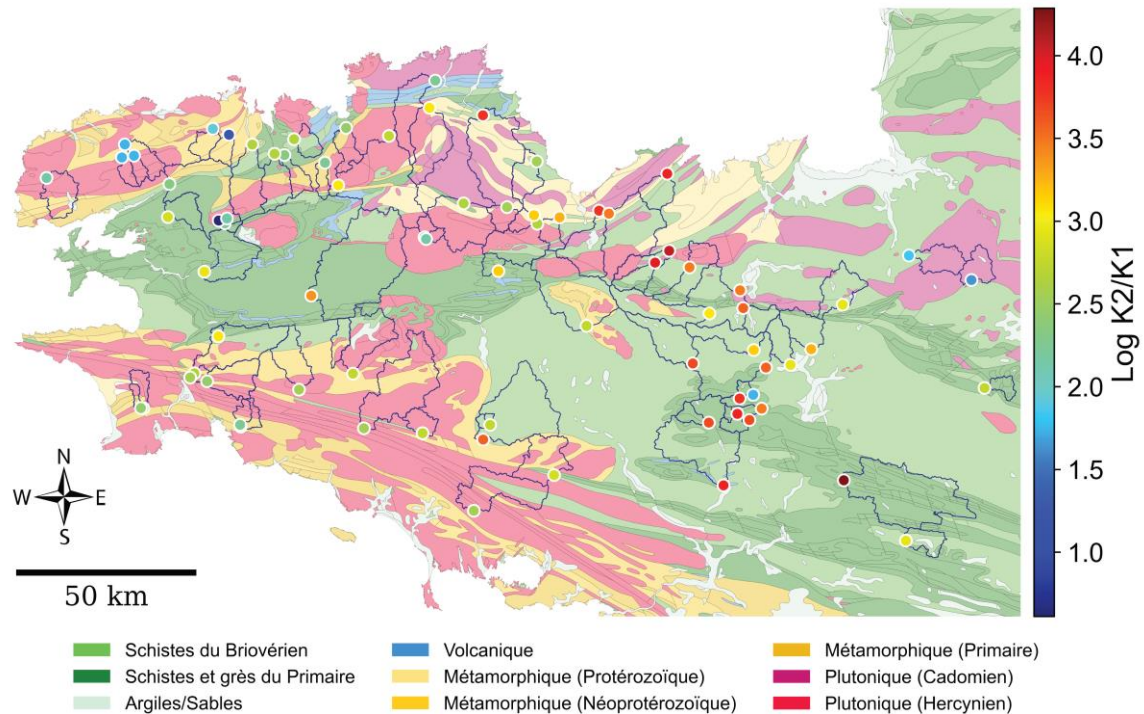


Figure IV.12. Représentation spatiale des paramètres hydrodynamiques effectifs des bassins versants estimés avec le modèle à deux versants à l'échelle du Massif armoricain. Les paramètres représentés sont les valeurs médianes a) de  $K_i$ ; et b) de  $D_2$ . Le fond de carte représente les lithologies simplifiées. En rouge sont représentées les classes plutoniques, en jaune les classes métamorphiques, en vert les classes métasédimentaires et en bleu les classes volcaniques. Les points représentent les exutoires des bassins versants. La symbologie des exutoires représente l'intensité des paramètres hydrodynamiques extraits des chroniques hydrologiques, mesurées



à ces points. Les limites des bassins versants sont représentées par une ligne noire pour identifier les zones de drainage des bassins versants.



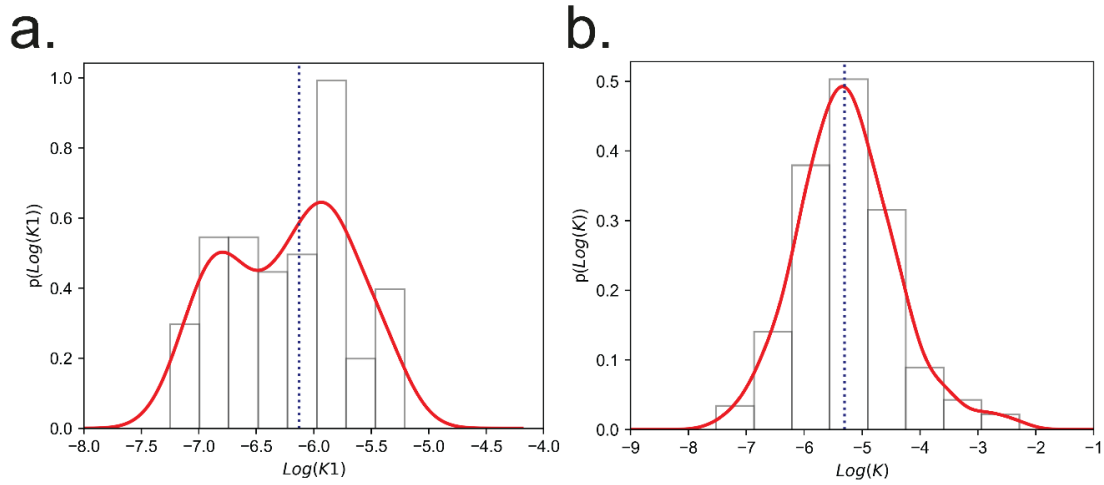
**Figure IV.13.** Représentation spatiale des  $\text{Log}(K_2/K_1)$  des bassins versants estimés avec le modèle à deux versants à l'échelle du Massif armoricain. Le fond de carte représente la carte des lithologies simplifiées. En rouge sont représentées les classes plutoniques, en jaune les classes métamorphiques, en vert les classes métasédimentaires et en bleu les classes volcaniques. Les points représentent les exutoires des bassins versants. La symbologie des exutoires représente l'intensité du contraste des deux conductivités hydrauliques extraites des chroniques hydrologiques, mesurées à ces points. Les limites des bassins versants sont représentées par une ligne noire pour identifier les zones de drainage des bassins versants.

#### IV.4.3. Evolution de la conductivité hydraulique avec l'échelle

Les résultats de conductivités hydrauliques, extraits avec le modèle à deux versants équivalents, sont comparés avec des valeurs obtenues sur des forages pour étudier l'évolution de ce paramètre avec l'échelle (de l'échelle du puits à l'échelle du bassin versant). Les éléments d'intérêt sont l'évolution des ordres de grandeur et la variabilité des paramètres entre les différentes échelles de détermination.

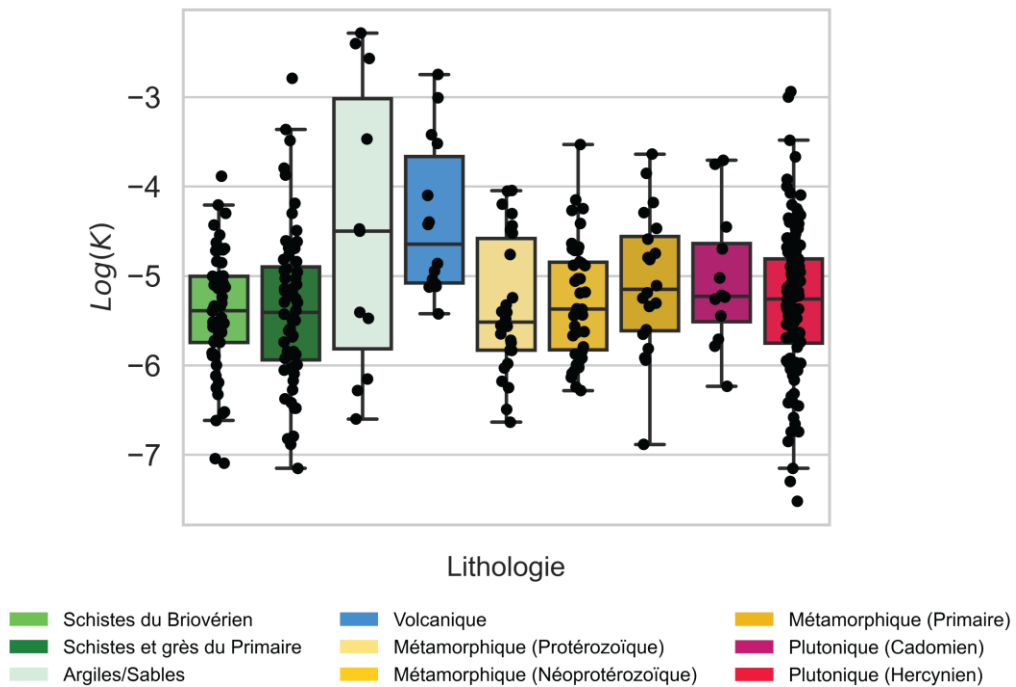
La comparaison montre une diminution de la variabilité des paramètres de l'échelle du puits (quelques mètres) à l'échelle du bassin versant (quelques km) (**Figure IV.14**). Les conductivités hydrauliques estimées par le modèle, à l'échelle des bassins versants, présentent une variabilité sur 2 ordres de grandeur tandis que les mesures locales, à l'échelle des forages, montrent une variabilité sur 6 ordres de grandeur. Si la variabilité

évolue avec l'échelle, la médiane des distributions reste proche ( $\text{Log } K = -5.31$  à l'échelle du puits;  $\text{Log } K_1 = -6.13$  à l'échelle du bassin versant).



**Figure IV.14.** Comparaison des distributions des conductivités hydrauliques estimées a) avec le modèle à deux versants équivalents ( $K_1$ ); et b) avec les essais de pompage. La courbe rouge représente la courbe d'interpolation des données et la ligne verticale bleue en pointillés représente la valeur médiane des paramètres.

Les résultats se différencient également par leur relation avec les structures lithologiques. Les valeurs obtenues à l'échelle locale par les essais hydrauliques ne sont pas corrélées avec la lithologie (**Figure IV.15**).



**Figure IV.15.** Boxplot des conductivités hydrauliques obtenues par les mesures de forage en fonction des classes lithologiques.

L'ensemble des classes lithologiques présente une médiane des  $\text{Log}(K)$  proche de -5.5 avec une dispersion des données sur plusieurs ordres de grandeur. Seules les classes volcaniques (en bleu) et alluviales (vert pâle) présentent localement des conductivités hydrauliques plus importantes ( $\text{Log}(K) \sim -4.5$ ). Les données de forage ne montrent donc pas de contrôle lithologique, ni sur les valeurs moyennes, ni sur la dispersion des conductivités hydrauliques contrairement aux résultats de modèle, à l'échelle des bassins versants, où la corrélation avec la lithologie est nette (**Figure IV.8**). Elles ne montrent pas non plus de répartition spatiale (Annexe 5). La diminution de la conductivité hydraulique avec l'échelle pourrait être expliquée par un impact plus fort de la fracturation, de la connectivité ou/et de l'altération à l'échelle locale associée à un biais statistique dans l'échantillonnage réalisé par les essais de puits. Quelle que soit son origine, la diminution avec l'échelle nécessite un biais d'échantillonnage suivant l'hypothèse raisonnable que la mesure à l'échelle du bassin versant est une moyenne représentative de l'ensemble des conductivités mesurables à l'échelle locale (de Dreuzy et al., 2001). La réalisation d'essais de puits préférentiellement dans des zones de plus forte perméabilité pourrait s'expliquer par la localisation des puits réalisés très majoritairement dans des zones plus productives.

#### IV.5. Conclusion

Nous avons estimé les paramètres hydrodynamiques effectifs des bassins versants à partir d'un modèle à deux versants équivalents. Les résultats montrent une corrélation des propriétés hydrodynamiques avec la lithologie. La corrélation n'est visible que lorsque l'on estime les propriétés à l'échelle des bassins versants. Cette corrélation est d'autant plus forte lorsque qu'elle tient compte de l'ensemble des lithologies des bassins versants et non d'une seule lithologie majoritaire. Les conductivités hydrauliques régionales extrêmes à l'échelle d'un bassin versant (minimum et maximum), se retrouvent principalement dans les bassins versants avec peu de diversité lithologique. Les formations plutoniques sont principalement associées aux milieux les plus perméables et favorables aux écoulements souterrains tandis que les formations métasédimentaires montrent des écoulements rapides induits par des milieux peu perméables et fortement diffusifs. Entre les deux, les propriétés hydrodynamiques intermédiaires sont principalement effectives de bassins versants avec une diversité lithologique importante.

Sur la base des résultats présentés, la quantification de propriétés par classe lithologique pourrait être précisée. Premièrement, le regroupement lithologique effectué au départ peut ne peut être optimal et doit être redéfini. Certaines catégories ne sont que faiblement représentées car partiellement présentes au sein des bassins versants et non considérées comme lithologies majoritaires. Plusieurs lithologies pourraient être regroupées. Une deuxième explication peut provenir de la considération d'une lithologie dominante sans considération de la proportion des lithologies au sein du bassin versant. Les diagrammes à barres empilées montrent que les bassins versants relativement homogènes du point de vue de la lithologie se situent aux deux extrêmes des distributions hydrauliques. En effet,

les conductivités hydrauliques sont équivalentes au bassin versant et englobent de l'information sur plusieurs lithologies. Ce résultat confirme la nécessité de différencier l'estimation des propriétés à une échelle plus fine que celle du bassin versant.

Cependant, si le modèle à deux versants permet de mettre en évidence la corrélation des propriétés avec la lithologie, cette structure du modèle reste limitante pour quantifier une gamme de propriétés par lithologie. Le nombre de versants pourrait être fixé en fonction de la diversité lithologique des bassins versants.



## Chapitre VI. Impact du changement climatique sur la ressource en eau

V.1.	Introduction	102
V.2.	Matériels et Méthodes	102
V.2.1.	Forçages hydro-climatiques	102
V.2.2.	Indicateurs de l'évolution des étiages	107
V.2.2.1.	Sévérité des étiages	107
V.2.2.2.	Durée des étiages	108
V.3.	Résultats	108
V.3.1.	Capacité du modèle IPSL à reproduire la période historique	108
V.3.2.	Effet des propriétés hydrodynamiques sur la modulation des événements climatiques extrêmes	109
V.3.2.1.	Sévérité des étiages	110
V.3.2.2.	Durée des étiages	113
V.4.	Discussion	114
V.4.1.	Influence de l'hétérogénéité sur les projections hydrologiques	114
V.4.2.	Rôle des milieux souterrains à filtrer les événements climatiques	114
V.4.3.	Incertitudes sur les projections hydrologiques	115
V.5.	Conclusion et perspectives	115

## VI.1. Introduction

Les chapitres précédents ont permis d'estimer les propriétés hydrodynamiques de 79 bassins versants en Bretagne et d'analyser leur relation avec la lithologie. Dans ce chapitre, l'objectif est d'étudier le rôle des propriétés hydrodynamiques dans l'évolution des débits dans un contexte de changement climatique et d'évaluer nos capacités de prédiction des débits.

Nous utilisons plusieurs forçages climatiques, représentatifs des scénarios d'évolution des régimes de température et de précipitations que nous appliquons aux bassins versants de l'Arguenon et du Nançon à partir de modèles à un et deux versants équivalents. La comparaison des modèles à un et deux versants est réalisée pour tester nos capacités de prédiction et la sélection de deux bassins versants contrastés permet de tester l'importance de l'hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques dans la modulation du forçage climatique. Les cibles d'intérêt sont l'intensité, la durée ainsi que la fréquence des étiages.

## VI.2. Matériels et Méthodes

Pour analyser le comportement hydrologique des milieux souterrains sous différents forçages climatiques, nous sélectionnons les bassins versants de l'Arguenon et du Nançon. Le contraste de leurs propriétés hydrodynamiques permet de comparer l'évolution des débits dans différents contextes hydrogéologiques. Pour ces deux sites, nous simulons l'évolution des débits à partir des modèles à un et deux versants. Nous faisons varier les forçages hydro-climatiques du modèle afin d'étudier l'évolution des débits sous différents scénarios d'évolution du climat. Les différents forçages climatiques sélectionnés sont décrits dans la première partie de cette section (VI.2.1). Pour chaque simulation, nous calculons des indicateurs pour caractériser les étiages sur des critères d'intensité, de durée et de fréquence (VI.2.2).

### VI.2.1. Forçages hydro-climatiques

Les modèles climatiques globaux (GCM) fournissent des projections climatiques (e.g., évolution des précipitations, des températures, de l'évapotranspiration) à partir des scénarios de trajectoires radiatives RCPs (Representative Concentration Pathways) utilisés par le GIEC. Quatre profils d'évolution ont été définis pour considérer des scénarios, optimistes à pessimistes, de trajectoires radiatives. Les différents scénarios sont les RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 et RCP8.5, dont la dénomination correspond à l'évolution nette du bilan radiatif à l'horizon 2100 par rapport à l'année 1750 (e.g., un RCP2.6 signifie une évolution du forçage radiatif de  $+2,6 \text{ W/m}^2$  en 2100) (Moss et al., 2010; van Vuuren et al., 2011) (**Figure VI.1**).

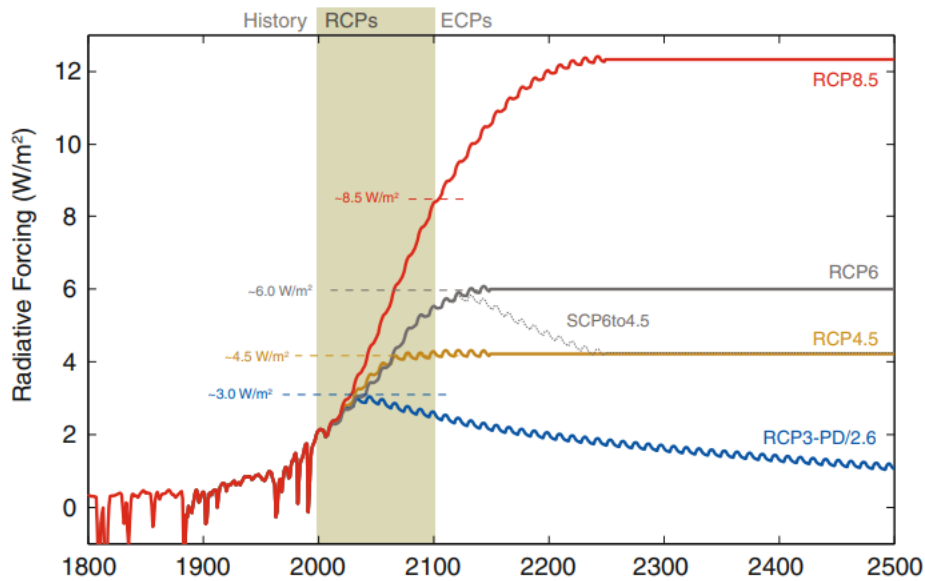


Figure VI.1. Evolution du forçage radiatif selon les scénarios RCP (figure extraite de Meinshausen et al., 2011).

Dans ce chapitre, les scénarios RCP2.6 et RCP8.5 sont sélectionnés pour considérer respectivement les scénarios les plus optimistes et pessimistes de l'évolution du climat.

Ces scénarios sont décrits de la façon suivante :

- Le scénario RCP2.6 représente une augmentation du bilan radiatif pour atteindre un pic avant 2050 à  $+3.0 \text{ W/m}^2$  puis une légère diminution pour atteindre les  $+2,6 \text{ W/m}^2$  en 2100.
- Le scénario RCP8.5 définit une trajectoire croissante du bilan radiatif, sans stabilisation, pour atteindre une évolution de  $+8.5 \text{ W/m}^2$  en 2100.

Les modèles climatiques globaux utilisent alors ces scénarios pour fournir des projections de l'évolution du climat (e.g. évolution des températures, précipitations, etc...). Traditionnellement, les projections climatiques sont utilisées en entrée des modèles hydrologiques pour anticiper l'impact des changements climatiques sur la ressource en eau. De plus, cette analyse nécessite l'utilisation de projections climatiques issues de différents modèles climatiques pour réduire les incertitudes liées à la structure du modèle. Dans notre cas d'étude, nous ne cherchons pas à donner de tendances précises sur l'évolution des débits de rivières. L'objectif de ce chapitre est axé sur l'influence des propriétés hydrodynamiques dans la modulation des impacts du changement climatique en fonction de la lithologie. En d'autres termes, cette étude s'intéresse à comparer les conséquences d'une modification du signal climatique sur l'évolution des débits dans différents contextes hydrogéologiques. Pour cette raison, nous avons utilisé les projections climatiques, en entrée de notre modèle hydrologique, qui proviennent d'un seul modèle climatique.



Les analyses de ce chapitre sont réalisées à partir des projections du modèle climatique global IPSL (Institut Pierre-Simon Laplace, <https://cmc.ipsl.fr>) (Boucher et al., 2020). Ce modèle a montré une bonne capacité à reproduire la disparité régionale du régime des précipitations en Bretagne dans la période historique (Amiot, 2020). Les projections climatiques du modèle IPSL ont été générées dans le cadre du CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project 5, Taylor et al., 2012) et régionalisées par Dayon et al. (2015). Les projections climatiques fournies par le modèle IPSL ont été utilisées en entrée de la plateforme de modélisation SURFEX, à la place de la réanalyse SAFRAN. Cela a permis de générer des projections de l'évolution de la recharge des aquifères et du ruissellement de surface à l'échelle de la Bretagne. La structure du modèle SURFEX ainsi que sa paramétrisation est identique à celle utilisée dans les chapitres précédents, dans la période historique. Seules les données climatiques d'entrées sont différentes. Ce jeu de données nous a été fourni par Météo France en 2019.

Les projections hydro-climatiques sur l'évolution de la recharge et du ruissellement de surface sont par la suite utilisées en entrée du modèle hs1D pour la modélisation des écoulements souterrains, avec une paramétrisation à un et deux versants équivalents sur les bassins versants de l'Arguenon et du Nançon. Ces projections sont similaires sur les deux sites d'études que ce soit pour un horizon moyen [2030-2050] (**Figure VI.2**) ou pour un horizon lointain [2080-2100] (**Figure VI.3**). Les scénarios prospectifs RCP2.6 et RCP8.5 influencent la ressource en eau à travers la modification de la répartition saisonnière des bilans. Sur l'évapotranspiration, les scénarios prospectifs montrent un décalage de la diminution des bilans mensuels de l'été à l'automne lié à une augmentation des températures (**Figure VI.2-3a,b**). Le régime des précipitations est soumis à de fortes incertitudes, avec d'importantes variations des bilans mensuels. La chronique médiane montre une période plus sèche en fin d'été et en début d'automne. La reprise des précipitations, conditionnant la reprise de la période de crue, est plus tardive (**Figure VI.2-3c,d**). L'effet cumulé d'une augmentation de l'évapotranspiration et d'une diminution des précipitations à la fin de la période d'étiage historique provoque un décalage de la recharge à cette même période. La période d'étiage devient plus longue et la période de recharge commence plus tard (**Figure VI.2-3e,f**). Le ruissellement direct est également moins important à la fin de l'étiage avec des événements plus intenses l'hiver (**Figure VI.2-3g,h**).

Les forçages RCP2.6 et RCP8.5 sont relativement proches à l'horizon moyen [2030-2050] (**Figure VI.2**) mais se différencient à l'horizon lointain [2080-2100] (**Figure VI.3**). L'horizon lointain affiche un décalage de la recharge plus important sur le scénario le plus pessimiste (RCP8.5) que sur le scénario optimiste (RCP2.6). Le scénario optimiste montre même un écart avec l'historique moins important à l'horizon 2100 vis-à-vis de l'horizon 2050. Ceci est potentiellement lié à la baisse du bilan radiatif après 2050 et une tendance à la baisse des émissions de gaz à effet de serre.

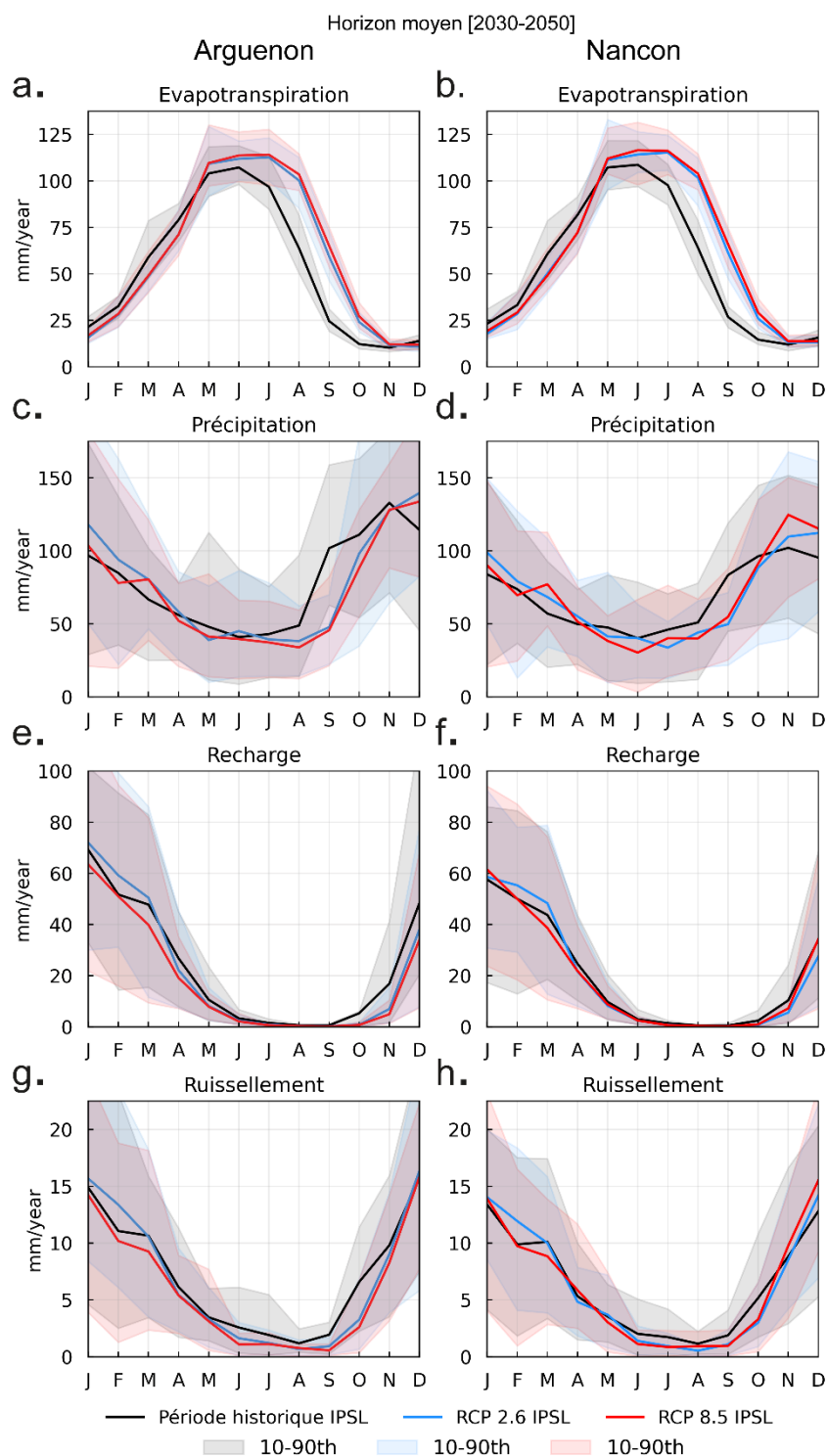
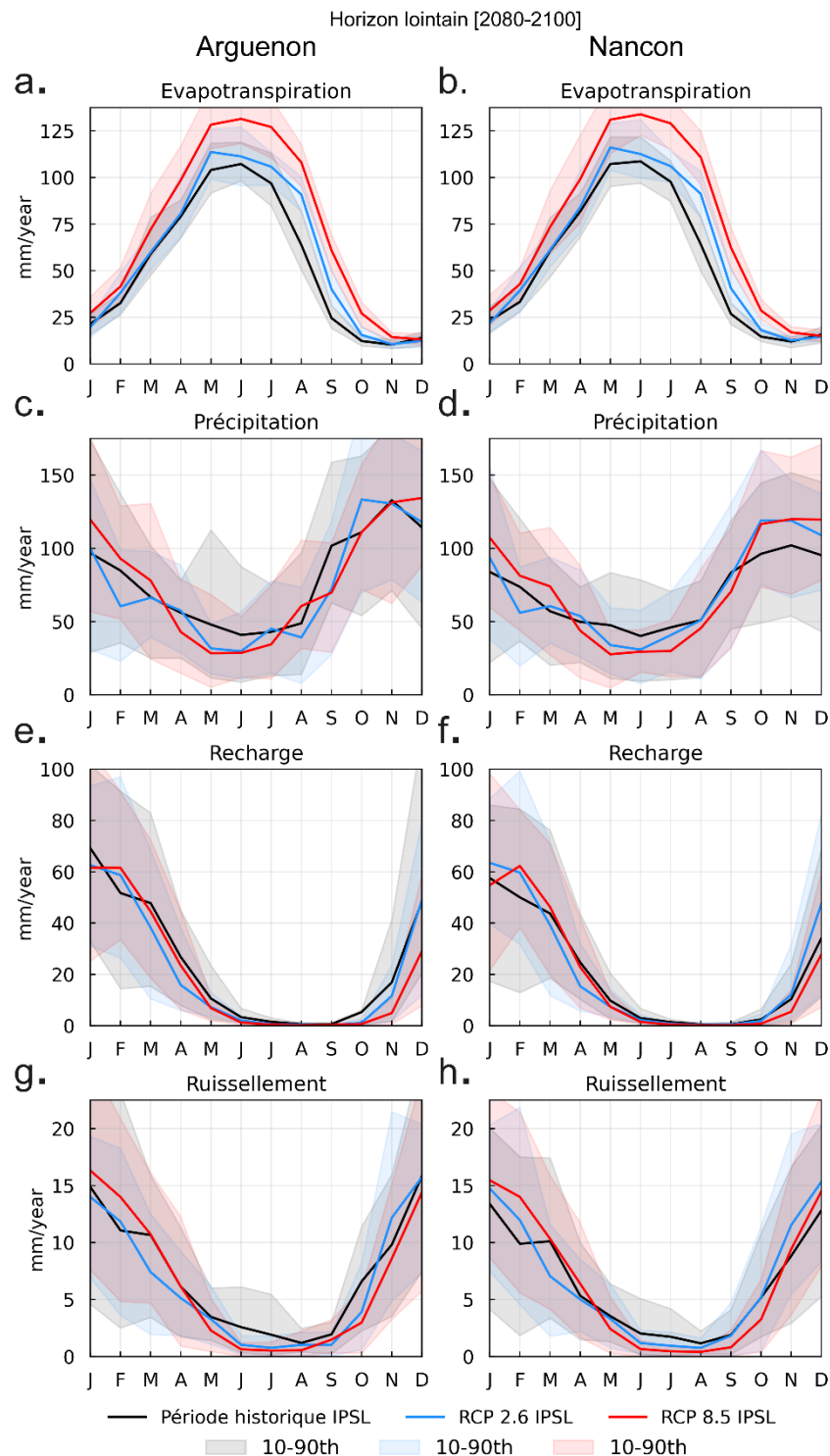


Figure VI.2. Evolution des bilans mensuels médians des forçages hydro-climatiques [mm/an], extraits à partir des projections climatiques du modèle IPSL, entre la période historique [1980-2010] et la période prospective à l'horizon moyen [2030-2050], pour les bassins versants de l'Arguenon (colonne de gauche) et du Nançon (colonne de droite). Les différentes variables climatiques sont données pour: a) et b) l'évapotranspiration; c) et d) les précipitations; e) et f) la recharge du milieu souterrain; et g) et h) le ruissellement direct à la surface. Les courbes noires sont les valeurs médianes de la période de référence historique [1980-2000], les courbes bleues sont les valeurs médianes du scénario RCP2.6 à l'horizon moyen [2030-2050], et les courbes

rouges sont les valeurs médianes du scénario RCP8.5 à l'horizon moyen [2030-2050]. Les bandes colorées représentent les gammes de variabilités de ces chroniques, entre les quantiles 10 et 90.



**Figure VI.3.** Evolution des bilans mensuels médians des forçages hydro-climatiques [mm/an], extraits à partir des projections climatiques du modèle IPSL, entre la période historique [1980-2000] et la période prospective à l'horizon lointain [2080-2100], pour les bassins versants de l'Arguenon (colonne de gauche) et du Nançon (colonne de droite). Les différentes variables

climatiques sont données pour: a) et b) l'évapotranspiration; c) et d) les précipitations; e) et f) la recharge du milieu souterrain; et g) et h) le ruissellement direct à la surface. Les courbes noires sont les valeurs médianes de la période de référence historique [1980-2000], les courbes bleues sont les valeurs médianes du scénario RCP2.6 à l'horizon moyen [2030-2050], et les courbes rouges sont les valeurs médianes du scénario RCP8.5 à l'horizon moyen [2030-2050]. Les bandes colorées représentent les gammes de variabilités de ces chroniques, entre les quantiles 10 et 90.

En synthèse, nous utilisons 3 chroniques de forçage climatique, extraites du modèle de surface SURFEX avec les entrées climatiques du modèle IPSL, pour simuler l'évolution des débits. L'une de ces séries concerne la période historique de référence [1980-2000], simulée par le modèle IPSL. Les deux autres séries représentent la période prospective [2005-2100] pour les scénarios RCP2.6 et 8.5. Pour l'analyse de l'évolution des débits sous ces deux scénarios prospectifs, nous séparons la fenêtre temporelle en deux parties pour représenter les horizons moyen [2030-2050] et lointain [2080-2100].

## VI.2.2. Indicateurs de l'évolution des étiages

Des indicateurs sont définis pour quantifier l'impact des projections hydro-climatiques sur les caractéristiques des étiages (sévérité et durée) des bassins versants de l'Arguenon et du Nançon aux horizons moyen et lointain. Ces indicateurs de sévérité et de durée des étiages sont définis selon la revue de Smakhtin (2001).

### VI.2.2.1. Sévérité des étiages

L'intensité des étiages est calculée à partir de trois indicateurs.

- Le  $Q_{95}$  est un indicateur classiquement utilisé dans les études scientifiques traitant des impacts des changements climatiques sur la ressource en eau (Arnell, 2011; Ducharme et al., 2009; Hoang et al., 2016; Laaha and Blöschl, 2007; Wang et al., 2019). Le  $Q_{95}$  définit la valeur de débit dépassée 95% du temps.
- Le  $QMNA_5$  (Débit Mensuel Minimal de chaque Année civile de récurrence 5 ans) est un indicateur opérationnel, particulièrement utilisé en France, pour la gestion de l'eau. Cela signifie que ce débit apparaît tous les 5 ans, soit 20 fois au cours d'un siècle.
- Pour calculer l'évolution du comportement moyen des débits, nous utilisons également le débit mensuel médian ( $Q_{50}$ ).

L'évolution de ces indicateurs, entre la période prospective (Futur) et historique, est calculée selon un écart relatif :

$$Ecart\ relatif = \frac{Q_{Futur} - Q_{historique}}{Q_{historique}} \quad (Eq.12)$$

### VI.2.2.2. Durée des étiages

Nous calculons la durée des étiages à partir du nombre de jours cumulés sous le  $Q_{95}$  de la période historique de référence. Plus l'étiage sera long, plus le nombre de jours sous le seuil sera important.

$$\text{nombre de jours} = \sum (Q_{\text{seuil}=Q_{95}} - Q_i) > 0 \quad (\text{Eq.13})$$

## VI.3. Résultats

Dans cette section, nous présentons successivement la capacité du modèle IPSL à reproduire les régimes saisonniers de forçage sur la période historique et la capacité des propriétés hydrodynamiques à moduler les conséquences des événements climatiques extrêmes.

### VI.3.1. Capacité du modèle IPSL à reproduire la période historique

La comparaison des forçages de recharge et de ruissellement, générés par la plateforme de modélisation SURFEX à partir des réanalyses historiques SAFRAN et des projections du modèle IPSL, indique des différences sur la représentation des régimes saisonniers de la période historique [1958-2010] (**Figure VI.4**).

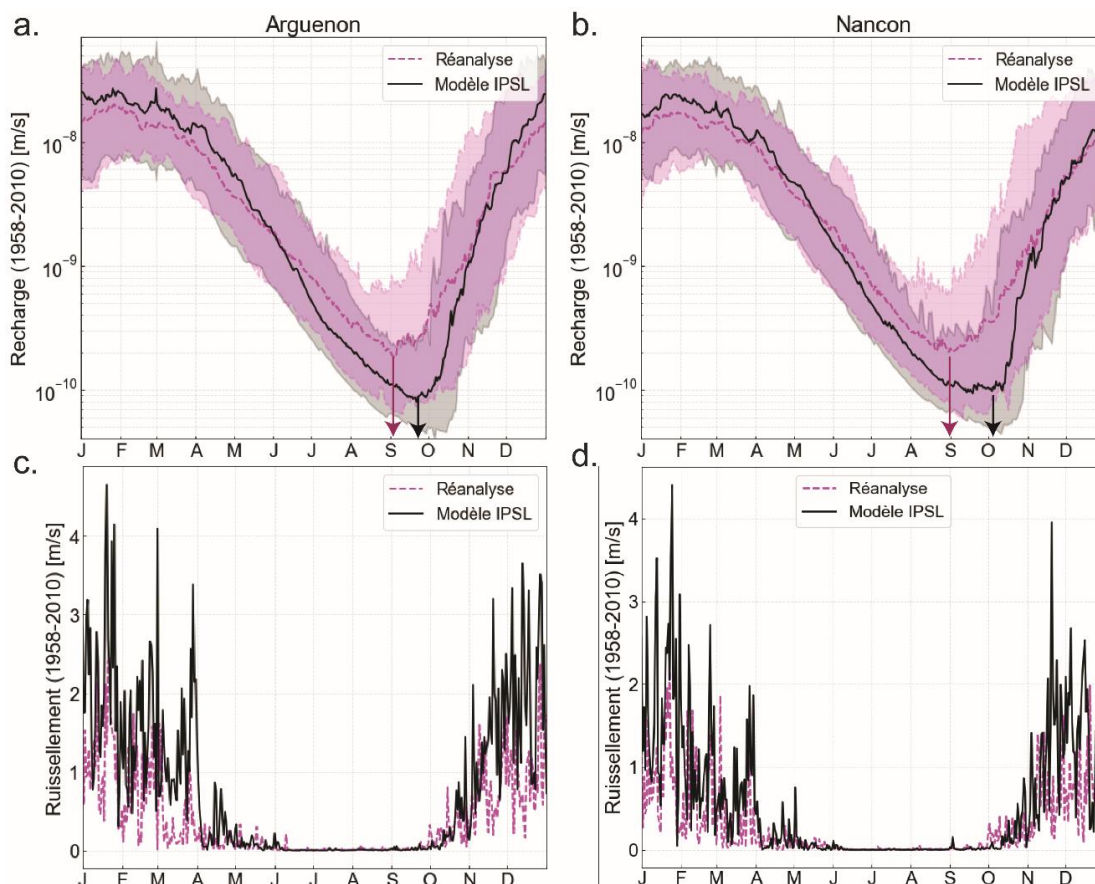


Figure VI.4. Comparaison des chroniques de recharge et de ruissellement direct fournies par le modèle de surface SURFEX, préalablement alimenté par les variables climatiques (précipitations,

températures, évapotranspiration) issues des i) réanalyses historiques SAFRAN (courbe en fuchsia) et ii) de la simulation du climat sur la période historique du modèle IPSL (courbe en noir). Les données sont comparées sur leur période commune (1958 – 2010). La première colonne représente les forçages hydro-climatiques du bassin versant de l'Arguenon (a. et c.) et la seconde colonne représente les forçages du bassin versant du Nançon (b. et d.). La première ligne représente la recharge (m/s). Les courbes représentent les valeurs médianes et les bandes colorées l'écart entre les quantiles 10 et 90. Les flèches indiquent la fin de la période de récession. La seconde ligne représente le ruissellement direct (m/s).

Sur la première partie de l'année civile, caractéristique de la période de crue, le modèle IPSL simule une recharge et un ruissellement relativement proches de ceux de la réanalyse. La différence entre les deux forçages s'observe sur la période de récession. Le modèle IPSL décrit une diminution de la recharge plus importante que la réanalyse. Cette observation n'est valable que lorsque l'on regarde la médiane de la recharge et non pas les quantiles 10 et 90 qui se confondent toujours sur cette partie de la chronique hydrologique. Les différences majeures entre les recharges du modèle IPSL et de la réanalyse s'observent sur la fin de la période de récession. La diminution de la recharge se termine à l'interface des mois d'août et de septembre pour la réanalyse historique. Pour le modèle IPSL, la diminution de la recharge s'observe jusqu'à la fin du mois de septembre, pour le bassin versant de l'Arguenon (**Figure VI.4a**), et jusqu'au début du mois d'octobre pour le bassin versant du Nançon (**Figure VI.4b**). Une seconde différence, observable sur la fenêtre temporelle de la fin de l'étiage, concerne l'intensité des plus bas niveaux de la recharge. A la fin de l'étiage, la réanalyse historique a un apport en recharge minimal plus important que le modèle IPSL. Cela implique probablement une simulation des étiages plus sévère et plus long avec le modèle IPSL.

Les chroniques de ruissellement direct, pour la période de récession, semblent relativement proches sur les bassins versants de l'Arguenon et du Nançon, que l'on considère les données du modèle IPSL ou celles de la réanalyse historique (**Figure VI.4c,d**). La différence concerne principalement l'intensité des événements en période de crue avec le modèle IPSL, avec des pics de crue plus importants. La question des crues n'est pas abordée dans ce chapitre. Nous nous focalisons sur les débits d'étiage.

### **VI.3.2. Effet des propriétés hydrodynamiques sur la modulation des événements climatiques extrêmes**

Les impacts des projections climatiques sur l'évolution des débits d'étiage sont évalués en comparant des situations hydrodynamiques différentes. Deux bassins versants aux propriétés hydrodynamiques contrastées ont été sélectionnés pour étudier l'évolution des débits dans différents contextes géologiques. La comparaison des résultats obtenus avec des modèles hétérogènes et homogènes permet de fournir des connaissances sur les stratégies de modélisation à adopter pour la prédiction des débits des aquifères de socle cristallin. L'impact des différents scénarios climatiques est évalué en calculant des

indicateurs représentatifs des extrêmes hydrologiques sur les débits faibles. Nous regardons spécifiquement l'impact sur la sévérité et sur la durée des événements extrêmes. Pour l'ensemble des résultats suivants, les débits sont simulés à partir du forçage climatique du modèle IPSL.

La **Figure VI.5** montre l'évolution des débits sous la forme d'un hydrographe saisonnier, en calculant la médiane des débits journaliers de chacun des jours de l'année civile sur une période donnée. Les débits simulés à moyen terme (2030-2050, courbe bleue) et à long terme (2080-2100, courbe rouge) sont mis en relation avec les débits simulés sur la période historique (1980-2000, courbe noire). La modélisation des débits de ces fenêtres temporelles a été réalisée en faisant varier le type de bassin versant (Arguenon ou Nançon), le type de paramétrisation (hétérogène ou homogène), ainsi que les scénarios RCPs (RCP2.6 ou RCP8.5). C'est sur l'ensemble de ces simulations que nous avons calculé plusieurs indicateurs caractéristiques de la sévérité et de la durée des étiages.

### VI.3.2.1. Sévérité des étiages

Les débits, en période d'étiage, sont caractérisés par les indicateurs  $Q_{95}$  et  $QMNA_5$ . Ce sont des indicateurs de la sévérité des événements en estimant des fréquences de dépassement. Par exemple, le  $Q_{95}$  indique un seuil où 95% des débits mesurés sont supérieurs à sa valeur. La **Figure VI.6** synthétise les écarts relatifs des  $Q_{95}$  estimés pour les périodes futures par rapport aux  $Q_{95}$  estimés pour la période historique de référence. Les valeurs des écarts relatifs (du  $Q_{95}$ ) sont exprimées sous forme de pourcentages, complétées par une bande colorée dont la taille est proportionnelle à l'évolution des  $Q_{95}$ . La couleur de ces bandes colorées indique si l'évolution traduit une augmentation du  $Q_{95}$  (en bleu) ou une diminution (en rouge).

Le  $Q_{95}$  diminue fortement dans les périodes prospectives (jusqu'à -20.65%) pour le bassin versant de l'Arguenon ce qui implique des étiages plus sévères. La diminution est observable quel que soit le type de modèle (hétérogène ou homogène), le scénario RCP ou la période considérée. Cette diminution des  $Q_{95}$  est moins importante dans le Nançon, avec une baisse maximale 4 fois moins élevée (-5.04%). Le bassin versant du Nançon semble donc plus résilient aux changements de forçage climatique que le bassin versant de l'Arguenon. Ce résultat était déjà observable sur la partie historique dans le Chapitre III. Les propriétés hydrodynamiques expliquent les facteurs de vulnérabilité ou de résilience des bassins versants aux événements climatiques extrêmes. L'Arguenon est fortement dépendant de la chronique de recharge et présente des temps de réponse rapides. A l'inverse, le Nançon a des capacités de stockage mobilisables pour atténuer une diminution de la recharge et ainsi soutenir les étiages.

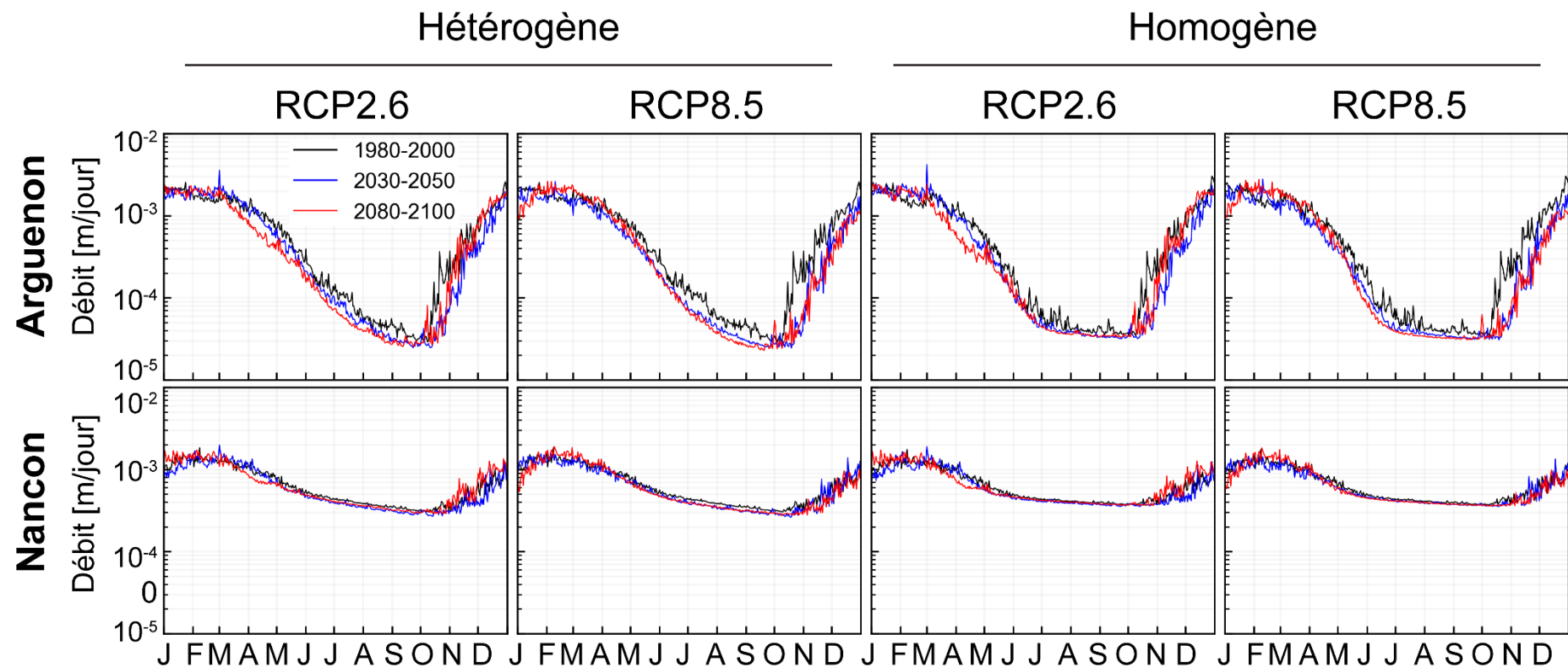


Figure VI.5. Hydrographes annuels médians simulés à partir des variables climatiques du modèle IPSL sur la période historique (1980-2000 en noir) et sur les périodes prospectives (2030-2050 en bleu; 2080-2100 en rouge) sur les bassins versants de l'Argeunon (1<sup>ère</sup> ligne) et du Nançon (2<sup>ème</sup> ligne). Les colonnes représentent les différents scénarios RCPs et les configurations de paramètres hydrauliques (homogène ou hétérogène).



	Arguenon		Nançon	
RCP2.6	Hétérogène	Homogène	Hétérogène	Homogène
2030-2050	-13,81%	-7,70%	-1,86%	-0,63%
2080-2100	-14,02%	-4,19%	5,96%	3,01%
RCP8.5	Hétérogène	Homogène	Hétérogène	Homogène
2030-2050	-16,59%	-9,61%	-5,04%	-1,97%
2080-2100	-20,65%	-11,03%	1,93%	1,21%

Figure VI.6. Ecart relatif des  $Q_{95}$  par rapport à la période historique du modèle IPSL [1980-2000] en fonction des scénarios climatiques (RCPs), du type de paramétrisation (Hétérogène ou Homogène) et du type de bassin versant (Arguenon ou Nançon). Les valeurs des écarts relatifs (du  $Q_{95}$ ) sont exprimées sous forme de pourcentages, complétés par une bande colorée dont la taille est proportionnelle à l'évolution des  $Q_{95}$ . La couleur de ces bandes colorées indique si l'évolution traduit une augmentation du  $Q_{95}$  (en bleu) ou une diminution (en rouge).

Le modèle homogène indique une évolution des débits 2 à 3 fois moins importante que dans le cadre de l'utilisation d'un modèle hétérogène. Ceci implique une prédiction des débits nettement différente en fonction du nombre de paramètres considérés. L'utilisation d'un modèle homogène est donc exclue pour les aquifères de socle cristallin. Enfin, les deux bassins versants n'ont pas la même réaction aux changements climatiques à long terme (période 2080-2100). Pour l'Arguenon, les débits d'étiage sont d'autant plus faibles que la période est lointaine. Pour le Nançon, les débits d'étiage tendent à augmenter. Ces observations sont également notables sur les écarts relatifs des  $QMNA_5$  (Figure VI.7).

	Arguenon		Nançon	
RCP2.6	Hétérogène	Homogène	Hétérogène	Homogène
2030-2050	-18,97%	-7,76%	1,43%	0,02%
2080-2100	-23,79%	-10,52%	1,00%	0,34%
RCP8.5	Hétérogène	Homogène	Hétérogène	Homogène
2030-2050	-23,57%	-11,92%	-1,97%	-2,04%
2080-2100	-25,12%	-17,58%	2,41%	-0,01%

Figure VI.7. Ecart relatif des  $QMNA_5$  par rapport à la période historique du modèle IPSL [1980-2000] en fonction des scénarios climatiques (RCPs), du type de paramétrisation (Hétérogène ou Homogène) et du type de bassin versant (Arguenon ou Nançon). Les valeurs des écarts relatifs (du  $QMNA_5$ ) sont exprimées sous forme de pourcentages, complétés par une bande colorée dont la taille est proportionnelle à l'évolution des  $QMNA_5$ . La couleur de ces bandes colorées indique si l'évolution traduit une augmentation du  $QMNA_5$  (en bleu) ou une diminution (en rouge).

Nous ajoutons en Annexe 7, les résultats pour le  $Q_{50}$  dont la tendance est similaire au  $Q_{95}$ .

### VI.3.2.2. Durée des étiages

Pour compléter l'analyse sur la sévérité des étiages, nous définissons un indicateur pour quantifier la durée de ces événements. Il consiste à estimer le nombre de jours où les débits sont inférieurs aux  $Q_{95}$  de la période historique de référence (**Figure VI.8**). Nous présentons les résultats sous la forme d'une différence entre les résultats de la période prospective et de la période historique. A noter également que le nombre de jours cumulés correspond à la somme des 20 années prises en compte (pour chaque horizon) et non pas un nombre de jour par an. Le graphique est présenté sous la forme d'un nombre de jours cumulés mensuel.

**Ecart du nombre de jours cumulés sous le  $Q_{95}$  par rapport à la période de référence [1980-2000]**

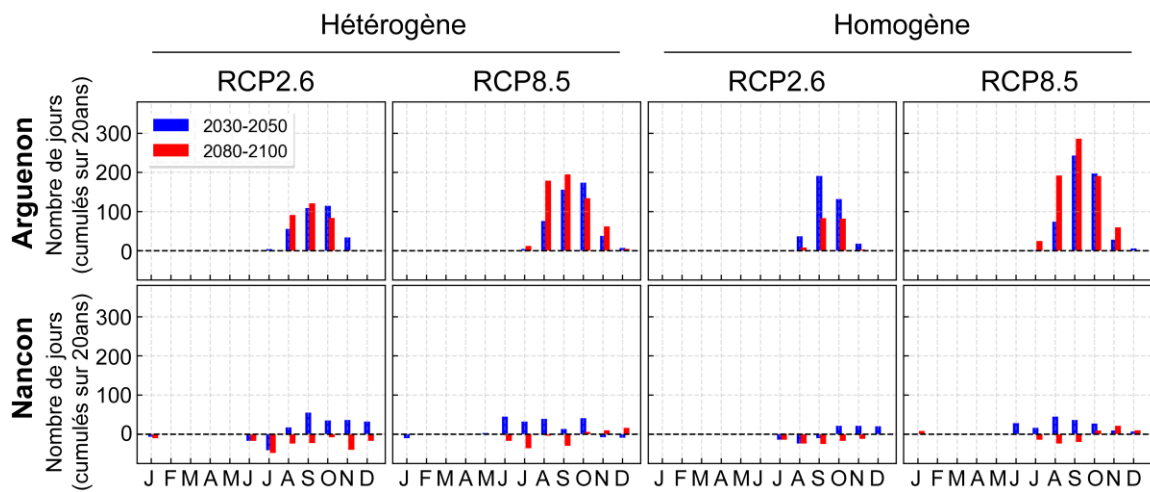


Figure VI.8. Ecart du nombre de jours cumulés (sur une période de 20ans) sous le  $Q_{95}$  de la période historique de référence [1980-2000] des scénarios RCP par rapport à la période historique.

Comme pour les indicateurs des extrêmes hydrologiques, le nombre de jours sous le  $Q_{95}$  augmente pour le bassin versant de l'Arguenon, et de façon plus importante que dans le Nançon. Cela suggère des étiages plus longs, qui commencent plus tôt et se terminent plus tard dans l'année. Les différences les plus importantes, en relation avec le décalage de l'étiage dans l'année, sont visibles sur les mois d'automne. Sur la période historique, le nombre de jours sous le  $Q_{95}$  restent faibles et augmentent progressivement à cause de l'allongement de la période de d'étiage et du recul de la période de reprise de la recharge

Par rapport aux analyses de la section précédente, les comportements des modèles homogènes et hétérogènes différent. Dans les analyses précédentes, le modèle montrait une diminution très limitée des débits d'étiage. Dans cette nouvelle analyse, le nombre de jours cumulés sous le  $Q_{95}$  est plus important avec un un modèle homogène. Le modèle homogène prédit des étiages plus longs mais moins intenses, la période d'étiage commençant plus tôt. La très faible conductivité sur le versant SA présente un développement important d'aires saturées en période de crue. En début de récession, les écoulements sur les aires saturées sont très rapides. Le débit diminue rapidement après

les événements de précipitations. Les étiages sont en revanche plus soutenus en fin de saison de par la plus faible conductivité hydraulique qui retient l'eau plus longtemps.

## VI.4. Discussion

### VI.4.1. Influence de l'hétérogénéité sur les projections hydrologiques

Pour l'Arguenon, la projection des débits est significativement différente en fonction du type de modèle utilisé. Le modèle homogène tend à prédire une diminution 2 à 3 fois moins importante des débits d'étiage par rapport au modèle hétérogène sur le bassin versant de l'Arguenon (**Figure VI.6**). Un modèle homogène, considérant uniquement le versant SA (présence d'aires saturées en contrainte du modèle), est donc exclu pour ce type de bassin versant. L'ajout d'un second versant, propre à fournir un écoulement plus rapide lors d'une diminution du niveau de la nappe permet une meilleure représentation de la dynamique des débits.

Pour le Nançon, les modèles homogènes et hétérogènes conduisent à des variations de débits similaires (différences inférieures à 5%). L'utilisation d'un modèle homogène peut suffire pour ce type de bassin versant car il intègre un soutien d'étiage à partir d'une conductivité hydraulique peu importante.

### VI.4.2. Rôle des milieux souterrains à filtrer les événements climatiques

La capacité des aquifères à filtrer les événements climatiques extrêmes est étudiée sur deux bassins versants contrastés, l'Arguenon et le Nançon.

L'Arguenon, sur la période historique, est caractérisé par de fortes amplitudes de débits liées à des écoulements rapides, principalement de débordements de nappe. Le soutien des étiages, par la diffusion des réserves de stock, est très limité. Ce bassin versant est par conséquent très dépendant de la dynamique de précipitations, et plus généralement de la dynamique de recharge. Le milieu étant très peu perméable, un apport de recharge résulte en un débordement de nappe et des écoulements rapides de surface. Les scénarios climatiques sont définis par une diminution de la recharge, principalement en début de récession, au printemps, et en fin de récession, en automne. La dynamique des débits étant fortement reliée à celle de la recharge, nous observons une diminution importante des débits extrêmes car les stocks sont plus faibles (**Figure VI.6**) et nous observons logiquement des étiages plus longs dans l'année (**Figure VI.5, Figure VI.8**).

La dynamique d'évolution des débits dans le Nançon est significativement différente. Ce bassin a une contribution souterraine plus importante et ne réagit pas directement après des événements de recharge. En période d'étiage, la dynamique hydrologique dépend des variations de stock, qui ne sont pas épuisés à la fin de l'année hydrologique. Par conséquent, même si nous observons une diminution légère des valeurs de débits, ce

bassin montre des capacités de résilience à des événements extrêmes par la constitution de réserves suffisantes et mobilisables.

### VI.4.3. Incertitudes sur les projections hydrologiques

Les modèles hydrologiques sont fréquemment utilisés pour anticiper les impacts des changements climatiques sur la ressource en eau (Arnell, 1999; Caballero et al., 2007; Gosling et al., 2011; Habets et al., 2013). Cependant les résultats issus de ces projections sont associés à de multiples sources d'incertitudes.

Dans notre étude, la recharge est utilisée comme forçage hydro-climatique aux modèles à un et deux versants équivalents. Cependant, la recharge est déjà un résultat de modélisation. Elle est extraite de la plateforme de modélisation SURFEX, qui prend en donnée d'entrée les projections de précipitations et d'évapotranspiration fournies par le modèle climatique global IPSL. Les résultats sur l'évolution des débits dépendent à la fois de la capacité du modèle IPSL à reproduire les régimes saisonniers de précipitations et d'évapotranspiration et de la capacité du modèle SURFEX à extraire la recharge à partir des variables climatiques du modèle IPSL. Si le modèle SURFEX introduit une source d'incertitude supplémentaire, la saisonnalité des débits simulés dépend fortement de la saisonnalité des données climatiques d'entrée. Dans les chapitres précédents, nous avons mis en évidence la capacité des réanalyses historiques SAFRAN à reproduire les différentes périodes hydrologiques. Nous avons donc comparé la saisonnalité de la recharge obtenue en utilisant les réanalyses historiques SAFRAN et le modèle IPSL pour le temps présent (**Figure VI.4**).

Les différences majeures entre les recharges du modèle IPSL et celle de la réanalyse s'observent sur la fin de la période de récession. Le modèle IPSL simule des périodes d'étiage plus longues sur la période historique. La recharge ne reprend qu'à la fin du mois de septembre. Ainsi, les débits diminuent au moins jusqu'à cette période alors que les débits observés ont une fin d'étiage plus précoce au début du mois de septembre. Le modèle ne peut donc pas représenter fidèlement la saisonnalité des étiages, à cause du biais sur les entrées fournies par le modèle ISPL. Pour réduire l'influence de ce biais, nous étudions les impacts des changements climatiques à partir d'écarts relatifs des simulations prospectives par rapport aux simulations historiques du modèle IPSL en faisant l'hypothèse que le biais est le même dans le passé et dans le futur.

### VI.5. Conclusion et perspectives

L'objectif du chapitre était d'évaluer la capacité des propriétés hydrodynamiques des bassins versants à moduler les effets du changement climatique sur les débits à partir de deux bassins versants contrastés, l'Arguenon et le Nançon. Un second objectif était d'évaluer la capacité de prédiction d'un modèle homogène à un versant équivalent par rapport à un modèle hétérogène à deux versants équivalents. Les résultats montrent qu'un modèle hétérogène est nécessaire pour prédire l'évolution des débits sur le bassin versant

de l'Arguenon. Un modèle homogène surestime l'intensité des débits pendant les événements de sécheresse extrêmes à partir d'un soutien d'étiage trop important. Pour le Nançon, les deux modèles n'indiquent pas une évolution significative des débits pour la période prospective. Le modèle homogène semble prédire une même évolution des débits que le modèle hétérogène. Pour ce type de bassins versants, un modèle homogène peut être alors suffisant.

De plus, le Nançon, avec une capacité à mobiliser un stock pendant l'étiage, est caractérisé par une évolution des débits extrêmes moins importante que sur l'Arguenon qui a des capacités de stockage limitées. Cette analyse permet de souligner l'influence des réservoirs souterrains dans la modulation des événements extrêmes sur la ressource en eau pendant l'étiage. Les études d'impacts climatiques sur l'hydrologie des bassins versants sont soumises à plusieurs incertitudes. Nous avons vu que la fin de période d'étiage est conditionnée par la saisonnalité des chroniques de recharge. Sur la période historique, cette saisonnalité n'est pas la même en considérant une réanalyse ou en considérant les données du modèle IPSL.

## Chapitre VII. Conclusion et perspectives

### VII.1. Conclusion générale

Les objectifs de la thèse étaient d'extraire des chroniques hydrologiques les facteurs de vulnérabilité des bassins versants aux étiages (les propriétés hydrodynamiques des aquifères), de corrélérer les propriétés hydrodynamiques à la lithologie et d'évaluer la réponse des aquifères aux changements climatiques.

Dans les aquifères de socle cristallin, les ressources en eaux souterraines sont principalement localisées dans les horizons altérés et fissurés de subsurface, marqués par de larges variations, à la fois horizontales et verticales, des propriétés hydrodynamiques. La forte hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques rend la paramétrisation des modèles numériques difficile. En effet, la distribution spatiale des propriétés hydrodynamiques à l'échelle des bassins versants est rarement prise en compte car nous manquons d'approches pour extrapoler les valeurs de perméabilité mesurées localement à des échelles plus larges pour les aquifères de socle cristallin.

Une approche alternative aux essais de pompage a été proposée, basée sur l'exploitation des chroniques de débits pour extraire les propriétés hydrodynamiques des bassins versants (conductivité hydraulique et porosité). Les chroniques hydrologiques de 79 bassins versants localisés en Bretagne ont alors été extraites de la base de données nationale (hydroportail). Cette région est constituée d'aquifères de socle cristallins de proche subsurface et d'une densité de stations hydrologiques conséquente, dont les mesures de débits sont anciennes (plusieurs décennies pour un grand nombre de stations).

Les relations stock-débit des bassins versants ont ensuite été interprétées à partir des analyses de récession. Des relations entre la forme des récessions des hydrographes et les solutions analytiques théoriques déduites des équations de Boussinesq (1877) permettent d'estimer les temps de réponse et les propriétés hydrodynamiques des aquifères. L'estimation des propriétés hydrodynamiques à partir de cette méthode est sujette à des incertitudes car les solutions analytiques contiennent plusieurs paramètres non contraints, pour lesquels il faut émettre des hypothèses sur leurs valeurs. Par exemple, pour calculer une conductivité hydraulique, il faut fixer la valeur de la porosité et de l'épaisseur de l'aquifère. De plus, si les temps de réponse semblent être corrélés à la lithologie, ils sont également corrélés aux gradients climatiques. Il est alors difficile à ce stade d'identifier le facteur de contrôle au premier ordre de la distribution spatiale des propriétés hydrodynamiques.

Nous nous sommes donc intéressés à utiliser une approche méthodologique permettant d'estimer les paramètres hydrodynamiques qui filtrent les facteurs climatiques et topographiques pour déterminer une corrélation entre les propriétés hydrodynamiques et la lithologie dans une optique de régionalisation des propriétés hydrodynamiques.

L'utilisation d'un modèle numérique permet d'estimer les propriétés hydrodynamiques des aquifères. Vient alors le choix du modèle numérique à utiliser. Les données disponibles sur les milieux souterrains étant limitées, une approche parcimonieuse avec peu de paramètres à contraindre semble adaptée. L'approche doit tout de même tenir compte de la complexité des écoulements des aquifères de socle cristallin. Dans cette thèse, le modèle hs1D a été utilisé (Courtois, 2019; Marçais et al., 2017), dont la capacité à reproduire les écoulements des aquifères de socle a été démontrée.

Le modèle est constitué de seulement trois paramètres hydrodynamiques à calibrer, (1) la conductivité hydraulique, (2) la porosité, et (3) l'épaisseur de l'aquifère, considérée constante dans la thèse. Ce modèle simule les écoulements à partir de la loi de Darcy et des équations de Boussinesq (1877), ainsi qu'un processus de suintement lorsque la nappe intersecte la surface. Pour extraire les propriétés hydrodynamiques des chroniques hydrologiques, nous utilisons une approche de calibration basée sur l'exploration des paramètres hydrodynamiques du modèle et sur le calcul du NSE en comparant les débits simulés et observés (Nash and Sutcliffe, 1970). Le modèle a été adapté pour intégrer une hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques à partir d'une approche à deux versants équivalents. Cette approche permet d'améliorer la qualité des simulations, d'estimer les propriétés hydrodynamiques de 79 bassins versants mais aussi de quantifier l'hétérogénéité des paramètres. Cette approche met en avant la présence à la fois d'écoulements lents et d'écoulements rapides sur l'ensemble des bassins versants. De plus, l'approche de calibration par exploration de paramètres permet de contraindre fortement la perméabilité et la diffusivité des versants. Les cartes d'exploration fournissent des informations sur le caractère ruisselant (écoulements rapides de surface) ou infiltrant (capacités de stockage) des bassins versants.

Les propriétés hydrodynamiques des bassins versants ont ensuite été mises en relation avec les classes lithologiques pour identifier une potentielle corrélation de ces deux éléments dans une optique de régionalisation. Les bassins versants avec une capacité de stockage (identifiée sur les cartes d'exploration) sont associés aux classes plutoniques tandis que les bassins versants ruisselants sont associés aux classes métasédimentaires. La corrélation des propriétés hydrodynamiques avec la lithologie, malgré la complexité des écoulements, suggère que nous pouvons contraindre les modèles des milieux de socle, avec relativement peu de données (débits, carte géologique) et une prise en compte minimale de l'hétérogénéité dans la paramétrisation des outils numériques (seulement deux versants dans la thèse). Cette corrélation permet également d'avoir une vision régionale des écoulements en apportant des perspectives d'application aux stations non jaugées.

Les scénarios d'évolution du climat ont ensuite été insérés dans les modèles pour évaluer la réponse des aquifères à un signal climatique différent pour des bassins versants infiltrants (capacité de stockage) et ruisselants (stockage limité). Les bassins versants avec une bonne capacité de stockage compensent la diminution des précipitations par la

mobilisation des réserves souterraines. Ces bassins versants ne montrent alors pas d'évolution significative des débits extrêmes en période d'étiage. A l'inverse, les bassins versants avec des capacités de stockage limitées sont fortement dépendants des chroniques de recharge. Ils sont alors plus sensibles à une diminution de la recharge et montrent une vulnérabilité aux changements climatiques. La comparaison des prédictions avec des modèles à un et deux versants indique que le modèle hétérogène est nécessaire mais pas systématique à l'ensemble des bassins versants.

Ces travaux ouvrent plusieurs perspectives scientifiques et opérationnelles.

## **VII.2. Perspectives de la thèse**

### **VII.2.1. Perspective scientifique**

La régionalisation des propriétés hydrodynamiques en fonction de la lithologie pour une application aux stations non jaugées représente la perspective principale de la thèse

Dans les travaux de thèse, nous avons identifié une corrélation entre les propriétés hydrodynamiques et la lithologie. Cette corrélation est basée sur un modèle à deux versants permettant de représenter une hétérogénéité des processus d'écoulement. La conceptualisation de ces deux versants, et de leur signification physique, nécessite d'être approfondie. Nous pouvons émettre les hypothèses que les deux versants correspondent aux deux lithologies majoritaires du bassin versant ou bien que les deux versants correspondent à une compartimentation des écoulements. L'utilisation d'un modèle conceptuel, qui tient compte d'une discrétisation verticale des écoulements, pourrait apporter des précisions pouvant potentiellement amener à valider ou éliminer l'une de ces deux hypothèses.

Pour quantifier une gamme de propriétés hydrodynamiques par lithologie, nous avons considéré une lithologie majoritaire par bassin versant (celle dont la surface relative est la plus importante). La faible variabilité des paramètres hydrodynamiques par classe lithologique nous a conduit à prendre en considération la composition lithologique globale des bassins versants sous forme de barres empilées. La corrélation entre les propriétés hydrodynamiques et la lithologie est alors nette. Cette corrélation n'en reste pas moins qualitative même si visuellement nous pouvons en déduire des gammes approximatives de valeurs de propriétés par classe lithologique. Une approche méthodologique permettant de quantifier la corrélation entre l'hydraulique et la lithologie, en considérant la composition lithologique globale des bassins versants est une perspective attendue de la thèse. L'objectif final est de pouvoir indexer le nombre de versants équivalents en fonction du nombre de lithologies identifiées sur le bassin versant.

Les résultats de la thèse ont été obtenus en Bretagne. Une validation des résultats dans un contexte régional autre que la Bretagne est nécessaire pour confirmer l'utilisation de la



lithologie comme paramètre d'extrapolation des propriétés hydrodynamiques aux stations non jaugées.

### VII.2.2. Perspective opérationnelle

Un projet opérationnel visant à transcrire les résultats de la thèse et à les rendre accessibles aux acteurs publics de la gestion de l'eau a été déposé pour une demande de financement FEDER (Fonds européen de développement régional). Ce projet a été monté et rédigé en collaboration avec le CRESEB (Elodie Bardon et Josette Launay), le Conseil Régional de Bretagne (Florence Massa et Delphine Pajot), le CNRS (Fanny Buannic) et les acteurs scientifiques (Alexandre Boisson et Jean-Raynald de Dreuzy). La trame scientifique du projet a été insérée en Annexe 8.

La thèse a montré que l'évolution des débits des cours d'eau dépend directement de l'état de saturation des sols et de leur distribution spatiale à l'échelle du bassin versant. Elle dépend aussi de la diffusivité des milieux souterrains. Des milieux très peu diffusifs présenteront des réponses rapides aux précipitations à partir d'un écoulement rapide de surface lié à la saturation des sols. De la même façon, des milieux très diffusifs auront tendance à mobiliser le stock trop tôt dans l'année et ne pourront pas soutenir les étiages. Entre les deux, des diffusivités intermédiaires peuvent favoriser la recharge, la constitution d'un stock et sa mobilisation sur des périodes plus longues. L'approche de modélisation par versant équivalent développée pendant la thèse tient compte des spécificités de la région en intégrant une hétérogénéité des propriétés hydrauliques et une proximité de la nappe phréatique avec la surface. Elle permet de constituer une base de données de simulations contenant les dynamiques de débits et de saturation. Elle permet également de déterminer les paramètres hydrauliques tels que la perméabilité, la diffusivité ou la porosité des milieux souterrains. Ces travaux ont donné lieu à la publication d'un article scientifique (Cornette et al., 2022)

Le projet mettra au point des indicateurs opérationnels permettant de relier les données observables à disposition du gestionnaire (débits, piézométrie, précipitations) aux résultats de modélisation sur le fonctionnement hydrogéologique des bassins versants (paramètres hydrauliques, stock en eau souterraine). Ces indicateurs seront basés sur le principe de la similitude entre des événements climatiques en cours et des événements climatiques passés. La finalité de ce projet est la mise à disposition d'un outil numérique simple et opérationnel permettant de fournir des tendances saisonnières de l'évolution des débits, basées sur les simulations précédemment réalisées sans réutilisation directe d'un modèle. Ces tendances seront générées à partir de données observables et d'une base de données de simulations sur 79 bassins versants représentant 60% de la surface de la Bretagne.

Ces questions sont particulièrement importantes en raison des limites sur les ressources en eau observées en périodes de sécheresse et des difficultés à maintenir des ressources disponibles à la fois pour la consommation humaine et l'environnement. Cette étude devrait permettre de fournir un cadre d'analyse homogène à l'échelle régionale sur

l'évolution des ressources et d'apporter des indicateurs opérationnels permettant le suivi et la gestion de la ressource en eau. Ces questions d'évolution des ressources et de leur disponibilité sont actuellement abordées de différentes manières sur plusieurs territoires bretons, notamment dans le cadre des études HMUC menées par plusieurs SAGEs en réponse aux directives du SDAGE



# Bibliographie

---

- Abbott, B.W., Bishop, K., Zarnetske, J.P., Minaudo, C., Chapin, F.S., Krause, S., Hannah, D.M., Conner, L., Ellison, D., Godsey, S.E., Plont, S., Marçais, J., Kolbe, T., Huebner, A., Frei, R.J., Hampton, T., Gu, S., Buhman, M., Sara Sayedi, S., Ursache, O., Chapin, M., Henderson, K.D., Pinay, G., 2019. Human domination of the global water cycle absent from depictions and perceptions. *Nat. Geosci.* 12, 533–540. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0374-y>
- Achtziger-Zupančič, P., Loew, S., Mariéthoz, G., 2017. A new global database to improve predictions of permeability distribution in crystalline rocks at site scale. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 122, 3513–3539. <https://doi.org/10.1002/2017JB014106>
- Acworth, R.I., 1987. The development of crystalline basement aquifers in a tropical environment. *Q. J. Eng. Geol.* 20, 265–272. <https://doi.org/10.1144/GSL.QJEG.1987.020.04.02>
- Ahmed, S., de Marsily, G., 1987. Comparison of geostatistical methods for estimating transmissivity using data on transmissivity and specific capacity. *Water Resour. Res.* 23, 1717–1737. <https://doi.org/10.1029/WR023i009p01717>
- Ala-aho, P., Soulsby, C., Wang, H., Tetzlaff, D., 2017. Integrated surface-subsurface model to investigate the role of groundwater in headwater catchment runoff generation: A minimalist approach to parameterisation. *J. Hydrol.* 547, 664–677. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.02.023>
- Ambroise, B., 2016. Variable water-saturated areas and streamflow generation in the small Ringelbach catchment (Vosges Mountains, France): the master recession curve as an equilibrium curve for interactions between atmosphere, surface and ground waters. *Hydrol. Process.* 30, 3560–3577. <https://doi.org/10.1002/hyp.10947>
- Amiot, L., 2020. Impacts des changements climatiques sur la ressource en eau en Bretagne : Approche exploratoire à partir des données historiques et des données du portail Drias. Rennes 2.
- Anderson, M.G., Burt, T.P., 1978. The role of topography in controlling throughflow generation. *Earth Surf. Process.* 3, 331–344. <https://doi.org/10.1002/esp.3290030402>
- Anderson, R.S., Anderson, S.P., 2010. *Geomorphology: The Mechanics and Chemistry of Landscapes*. Cambridge University Press.
- Antonelli, M., Glaser, B., Teuling, A.J., Klaus, J., Pfister, L., 2020. Saturated areas through the lens: 2. Spatio-temporal variability of streamflow generation and its relationship with surface saturation. *Hydrol. Process.* 34, 1333–1349. <https://doi.org/10.1002/hyp.13607>
- Aquanty, 2016. *HydroGeoSphere user manual*. Release 1.0. Aquanty Inc, Waterloo, Ontario, Canada.
- Arnell, N., 2011. Uncertainty in the relationship between climate forcing and hydrological response in UK catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 897–912.

- Arnell, N.W., 1999. The effect of climate change on hydrological regimes in Europe: a continental perspective. *Glob. Environ. Change* 9, 5–23. [https://doi.org/10.1016/S0959-3780\(98\)00015-6](https://doi.org/10.1016/S0959-3780(98)00015-6)
- Aryal, S.K., Mein, R.G., O’Loughlin, E.M., 2003. The concept of effective length in hillslopes: assessing the influence of climate and topography on the contributing areas of catchments. *Hydrol. Process.* 17, 131–151. <https://doi.org/10.1002/hyp.1137>
- Aryal, S.K., O’Loughlin, E.M., Mein, R.G., 2002. A similarity approach to predict landscape saturation in catchments. *Water Resour. Res.* 38, 1208. <https://doi.org/10.1029/2001WR000864>
- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Geosci., Mécanique de l’orogénie varisque : Une vision moderne de la recherche dans le domaine de l’orogénie* 341, 174–201. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.009>
- Banks, E.W., Simmons, C.T., Love, A.J., Cranswick, R., Werner, A.D., Bestland, E.A., Wood, M., Wilson, T., 2009. Fractured bedrock and saprolite hydrogeologic controls on groundwater/surface-water interaction: a conceptual model (Australia). *Hydrogeol. J.* 17, 1969–1989. <https://doi.org/10.1007/s10040-009-0490-7>
- Banwart, S., Gustafsson, E., Laaksoharju, M., Nilsson, A.-C., Tullborg, E.-L., Wallin, B., 1994. Large-scale intrusion of shallow water into a vertical fracture zone in crystalline bedrock: Initial hydrochemical perturbation during tunnel construction at the Äspö Hard Rock Laboratory, southeastern Sweden. *Water Resour. Res.* 30, 1747–1763. <https://doi.org/10.1029/94WR00155>
- Bartos, M., 2020. Pysheds: Simple and fast watershed delineation in python [WWW Document]. *pysheds*. URL <https://github.com/mdbartos/pysheds> (accessed 9.30.22).
- Bartsch, S., Frei, S., Ruidisch, M., Shope, C.L., Peiffer, S., Kim, B., Fleckenstein, J.H., 2014. River-aquifer exchange fluxes under monsoonal climate conditions. *J. Hydrol.* 509, 601–614. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.12.005>
- Basso, S., Schirmer, M., Botter, G., 2015. On the emergence of heavy-tailed streamflow distributions. *Adv. Water Resour.* 82, 98–105. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2015.04.013>
- Belleguic, K., Conseil, C., Eveno, T., Lorge, S., Baraer, F., 2012. Le changement climatique en Bretagne [WWW Document]. URL (accessed 9.30.20).
- Bense, V.F., Gleeson, T., Loveless, S.E., Bour, O., Scibek, J., 2013. Fault zone hydrogeology. *Earth-Sci. Rev.* 127, 171–192. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.09.008>
- Berghuijs, W.R., Hartmann, A., Woods, R.A., 2016. Streamflow sensitivity to water storage changes across Europe. *Geophys. Res. Lett.* 43, 1980–1987. <https://doi.org/10.1002/2016GL067927>
- Beven, K., 2006. A manifesto for the equifinality thesis. *J. Hydrol.*, The model parameter estimation experiment 320, 18–36. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.007>

- Beven, K., 1989. Changing ideas in hydrology — The case of physically-based models. *J. Hydrol.* 105, 157–172. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(89\)90101-7](https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90101-7)
- Beven, K.J., Kirkby, M.J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.* 24, 43–69. <https://doi.org/10.1080/02626667909491834>
- Bevillon, C., Thomas, A., 2016. Les enjeux de l'eau en Bretagne à l'horizon 2040. Contribution du CESER à la démarche prospective du Conseil régional pour l'élaboration du Plan breton pour l'eau [WWW Document]. URL (accessed 9.30.20).
- Blöschl, G., Bierkens, M.F.P., Chambel, A., Cudennec, C., Destouni, G., Fiori, A., Kirchner, J.W., McDonnell, J.J., Savenije, H.H.G., Sivapalan, M., Stumpff, C., Toth, E., Volpi, E., Carr, G., Lupton, C., Salinas, J., Széles, B., Viglione, A., Aksoy, H., Allen, S.T., Amin, A., Andréassian, V., Arheimer, B., Aryal, S.K., Baker, V., Bardsley, E., Barendrecht, M.H., Bartosova, A., Batelaan, O., Berghuijs, W.R., Beven, K., Blume, T., Bogaard, T., Borges de Amorim, P., Böttcher, M.E., Boulet, G., Breinl, K., Brilly, M., Brocca, L., Buytaert, W., Castellarin, A., Castelletti, A., Chen, X., Chen, Yangbo, Chen, Yuanfang, Chiffard, P., Claps, P., Clark, M.P., Collins, A.L., Croke, B., Dathe, A., David, P.C., de Barros, F.P.J., de Rooij, G., Di Baldassarre, G., Driscoll, J.M., Duethmann, D., Dwivedi, R., Eris, E., Farmer, W.H., Feiccabrino, J., Ferguson, G., Ferrari, E., Ferraris, S., Fersch, B., Finger, D., Foglia, L., Fowler, K., Gartsman, B., Gascoin, S., Gaume, E., Gelfan, A., Geris, J., Gharari, S., Gleeson, T., Glendell, M., Gonzalez Bevacqua, A., González-Dugo, M.P., Grimaldi, S., Gupta, A.B., Guse, B., Han, D., Hannah, D., Harpold, A., Haun, S., Heal, K., Helfricht, K., Herrnegger, M., Hipsey, M., Hlaváčiková, H., Hohmann, C., Holko, L., Hopkinson, C., Hrachowitz, M., Illangasekare, T.H., Inam, A., Innocente, C., Istanbuluoglu, E., Jarihani, B., Kalantari, Z., Kalvans, A., Khanal, S., Khatami, S., Kiesel, J., Kirkby, M., Knoben, W., Kochanek, K., Kohnová, S., Kolechkina, A., Krause, S., Kreamer, D., Kreibich, H., Kunstmann, H., Lange, H., Liberato, M.L.R., Lindquist, E., Link, T., Liu, J., Loucks, D.P., Luce, C., Mahé, G., Makarieva, O., Malard, J., Mashtayeva, S., Maskey, S., Mas-Pla, J., Mavrova-Guirguinova, M., Mazzoleni, M., Mernild, S., Misstear, B.D., Montanari, A., Müller-Thomy, H., Nabizadeh, A., Nardi, F., Neale, C., Nesterova, N., Nurtaev, B., Odongo, V.O., Panda, S., Pande, S., Pang, Z., Papacharalampous, G., Perrin, C., Pfister, L., Pimentel, R., Polo, M.J., Post, D., Prieto Sierra, C., Ramos, M.-H., Renner, M., Reynolds, J.E., Ridolfi, E., Rigon, R., Riva, M., Robertson, D.E., Rosso, R., Roy, T., Sá, J.H.M., Salvadori, G., Sandells, M., Schaeffli, B., Schumann, A., Scolobig, A., Seibert, J., Servat, E., Shafiei, M., Sharma, A., Sidibe, M., Sidle, R.C., Skaugen, T., Smith, H., Spiessl, S.M., Stein, L., Steinsland, I., Strasser, U., Su, B., Szolgay, J., Tarboton, D., Tauro, F., Thirel, G., Tian, F., Tong, R., Tussupova, K., Tyralis, H., Uijlenhoet, R., van Beek, R., van der Ent, R.J., van der Ploeg, M., Van Loon, A.F., van Meerveld, I., van Nooijen, R., van Oel, P.R., Vidal, J.-P., von Freyberg, J., Vorogushyn, S., Wachniew, P., Wade, A.J., Ward, P., Westerberg, I.K., White, C., Wood, E.F., Woods, R., Xu, Z., Yilmaz, K.K., Zhang, Y., 2019. Twenty-three unsolved problems in hydrology (UPH) – a community

- perspective. *Hydrol. Sci. J.* 64, 1141–1158. <https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1620507>
- Blöschl, G., Sivapalan, M., 1995. Scale issues in hydrological modelling: A review. *Hydrol. Process.* 9, 251–290. <https://doi.org/10.1002/hyp.3360090305>
- Boé, J., 2013. Modulation of soil moisture–precipitation interactions over France by large scale circulation. *Clim. Dyn.* 40, 875–892. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1380-6>
- Bogaart, P.W., Troch, P.A., 2006. Curvature distribution within hillslopes and catchments and its effect on the hydrological response. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 10, 925–936. <https://doi.org/10.5194/hess-10-925-2006>
- Boisson, A., Baisset, M., Alazard, M., Perrin, J., Villesseche, D., Dewandel, B., Kloppmann, W., Chandra, S., Picot-Colbeaux, G., Sarah, S., Ahmed, S., Maréchal, J.C., 2014. Comparison of surface and groundwater balance approaches in the evaluation of managed aquifer recharge structures: Case of a percolation tank in a crystalline aquifer in India. *J. Hydrol.* 519, 1620–1633. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.022>
- Boisson, A., Guihéneuf, N., Perrin, J., Bour, O., Dewandel, B., Dausse, A., Viossanges, M., Ahmed, S., Maréchal, J.C., 2015. Determining the vertical evolution of hydrodynamic parameters in weathered and fractured south Indian crystalline-rock aquifers: insights from a study on an instrumented site. *Hydrogeol. J.* 23, 757–773. <https://doi.org/10.1007/s10040-014-1226-x>
- Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.-P., Van Den Driessche, J., 2000. Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105, 19273–19288. <https://doi.org/10.1029/2000JB900142>
- Boone, A., Habets, F., Noilhan, J., Clark, D., Dirmeyer, P., Fox, S., Gusev, Y., Haddeland, I., Koster, R., Lohmann, D., Mahanama, S., Mitchell, K., Nasonova, O., Niu, G.-Y., Pitman, A., Polcher, J., Shmakin, A.B., Tanaka, K., Hurk, B. van den, Vérant, S., Verseghy, D., Viterbo, P., Yang, Z.-L., 2004. The Rhône-Aggregation Land Surface Scheme Intercomparison Project: An Overview. *J. Clim.* 17, 187–208. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0187:TRLSSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0187:TRLSSI>2.0.CO;2)
- Boucher, O., Servonnat, J., Albright, A.L., Aumont, O., Balkanski, Y., Bastrikov, V., Bekki, S., Bonnet, R., Bony, S., Bopp, L., Braconnot, P., Brockmann, P., Cadule, P., Caubel, A., Cheruy, F., Codron, F., Cozic, A., Cugnet, D., D’Andrea, F., Davini, P., de Lavergne, C., Denvil, S., Deshayes, J., Devilliers, M., Ducharne, A., Dufresne, J.-L., Dupont, E., Éthé, C., Fairhead, L., Falletti, L., Flavoni, S., Foujols, M.-A., Gardoll, S., Gastineau, G., Ghattas, J., Grandpeix, J.-Y., Guenet, B., Guez, E., Lionel, Guilyardi, E., Guimberteau, M., Hauglustaine, D., Hourdin, F., Idelkadi, A., Joussaume, S., Kageyama, M., Khodri, M., Krinner, G., Lebas, N., Levavasseur, G., Lévy, C., Li, L., Lott, F., Lurton, T., Luyssaert, S., Madec, G., Madeleine, J.-B., Maignan, F., Marchand, M., Marti, O., Mellul, L., Meurdesoif, Y., Mignot, J., Musat, I., Ottlé, C., Peylin, P., Planton, Y., Polcher, J., Rio, C., Rochetin, N., Rousset, C., Sepulchre, P., Sima, A., Swingedouw, D., Thiéblemont, R., Traore, A.K., Vancoppenolle, M., Vial, J., Vialard, J., Viovy, N., Vuichard, N., 2020.

- Presentation and Evaluation of the IPSL-CM6A-LR Climate Model. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 12, e2019MS002010. <https://doi.org/10.1029/2019MS002010>
- Boussinesq, J., 1877. *Essai sur la théorie des eaux courantes*. Impr. nationale.
- Boutt, D., Diggins, P., Mabee, S., 2010. A field study (Massachusetts, USA) of the factors controlling the depth of groundwater flow systems in crystalline fractured-rock terrain. *Hydrogeol. J.* 18, 1839–1854. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0640-y>
- Bresciani, E., Davy, P., de Dreuzy, J.-R., 2014. Is the Dupuit assumption suitable for predicting the groundwater seepage area in hillslopes? *Water Resour. Res.* 50, 2394–2406. <https://doi.org/10.1002/2013WR014284>
- Brutsaert, W., 2005. *Hydrology: An Introduction*. Cambridge University Press.
- Brutsaert, W., Lopez, J.P., 1998. Basin-scale geohydrologic drought flow features of riparian aquifers in the Southern Great Plains. *Water Resour. Res.* 34, 233–240. <https://doi.org/10.1029/97WR03068>
- Brutsaert, W., Nieber, J.L., 1977. Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. *Water Resour. Res.* 13, 637–643. <https://doi.org/10.1029/WR013i003p00637>
- Buttle, J.M., Eimers, M.C., 2009. Scaling and physiographic controls on streamflow behaviour on the Precambrian Shield, south-central Ontario. *J. Hydrol.* 374, 360–372. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.06.036>
- Caballero, Y., Voirin-Morel, S., Habets, F., Noilhan, J., LeMoigne, P., Lehenaff, A., Boone, A., 2007. Hydrological sensitivity of the Adour-Garonne river basin to climate change. *Water Resour. Res.* 43, W07448. <https://doi.org/10.1029/2005WR004192>
- Camporese, M., Paniconi, C., Putti, M., Orlandini, S., 2010. Surface-subsurface flow modeling with path-based runoff routing, boundary condition-based coupling, and assimilation of multisource observation data. *Water Resour. Res.* 46. <https://doi.org/10.1029/2008WR007536>
- Carlier, C., Wirth, S.B., Cochand, F., Hunkeler, D., Brunner, P., 2018. Geology controls streamflow dynamics. *J. Hydrol.* 566, 756–769. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.08.069>
- Chae, G.-T., Yun, S.-T., Kim, K., Mayer, B., 2006. Hydrogeochemistry of sodium-bicarbonate type bedrock groundwater in the Pocheon spa area, South Korea: water–rock interaction and hydrologic mixing. *J. Hydrol.* 321, 326–343. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.08.006>
- Chen, X., Kumar, M., Basso, S., Marani, M., 2018. On the effectiveness of recession analysis methods for capturing the characteristic storage-discharge relation: An intercomparison study (preprint). *Catchment hydrology/Modelling approaches*. <https://doi.org/10.5194/hess-2018-65>
- Cheng, Q., Ko, C., Yuan, Y., Ge, Y., Zhang, S., 2006. GIS modeling for predicting river runoff volume in ungauged drainages in the Greater Toronto Area, Canada. *Comput. Geosci., Spatial Modeling for Environmental and Hazard Management* 32, 1108–1119. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2006.02.005>



- Chilton, P.J., Foster, S.S.D., 1995. Hydrogeological Characterisation And Water-Supply Potential Of Basement Aquifers In Tropical Africa. *Hydrogeol. J.* 3, 36–49. <https://doi.org/10.1007/s100400050061>
- Clark, M.P., Rupp, D.E., Woods, R.A., Tromp-van Meerveld, H.J., Peters, N.E., Freer, J.E., 2009. Consistency between hydrological models and field observations: linking processes at the hillslope scale to hydrological responses at the watershed scale. *Hydrol. Process.* 23, 311–319. <https://doi.org/10.1002/hyp.7154>
- Clauser, C., 1992. Permeability of crystalline rocks. *Eos Trans. Am. Geophys. Union* 73, 233–238. <https://doi.org/10.1029/91EO00190>
- Clément, J.-C., Aquilina, L., Bour, O., Plaine, K., Burt, T.P., Pinay, G., 2003. Hydrological flowpaths and nitrate removal rates within a riparian floodplain along a fourth-order stream in Brittany (France). *Hydrol. Process.* 17, 1177–1195. <https://doi.org/10.1002/hyp.1192>
- Colmet-Daage, A., Sanchez-Gomez, E., Ricci, S., Llovel, C., Borrell Estupina, V., Quintana-Seguí, P., Llasat, M.C., Servat, E., 2018. Evaluation of uncertainties in mean and extreme precipitation under climate change for northwestern Mediterranean watersheds from high-resolution Med and Euro-CORDEX ensembles. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 22, 673–687. <https://doi.org/10.5194/hess-22-673-2018>
- Condon, L.E., Maxwell, R.M., 2015. Evaluating the relationship between topography and groundwater using outputs from a continental-scale integrated hydrology model. *Water Resour. Res.* 51, 6602–6621. <https://doi.org/10.1002/2014WR016774>
- Coppola, E., Nogherotto, R., Ciarlo', J.M., Giorgi, F., van Meijgaard, E., Kadygrov, N., Iles, C., Corre, L., Sandstad, M., Somot, S., Nabat, P., Vautard, R., Levavasseur, G., Schwingshackl, C., Sillmann, J., Kjellström, E., Nikulin, G., Aalbers, E., Lenderink, G., Christensen, O.B., Boberg, F., Sørland, S.L., Demory, M.-E., Bülow, K., Teichmann, C., Warrach-Sagi, K., Wulfmeyer, V., 2021. Assessment of the European Climate Projections as Simulated by the Large EURO-CORDEX Regional and Global Climate Model Ensemble. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 126, e2019JD032356. <https://doi.org/10.1029/2019JD032356>
- Cornette, N., Roques, C., Boisson, A., Courtois, Q., Marçais, J., Launay, J., Pajot, G., Habets, F., de Dreuzy, J.-R., 2022. Hillslope-scale exploration of the relative contribution of base flow, seepage flow and overland flow to streamflow dynamics. *J. Hydrol.* 610, 127992. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127992>
- Courtois, N., Lachassagne, P., Wyns, R., Blanchin, R., Bougairé, F.D., Somé, S., Tapsoba, A., 2010. Large-Scale Mapping of Hard-Rock Aquifer Properties Applied to Burkina Faso. *Groundwater* 48, 269–283. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00620.x>
- Courtois, Q., 2019. Ressources en eau et transferts de solutés dans les zones altérées superficielles des régions de socle (These de doctorat). Rennes 1.
- Crave, A., Davy, P., 1997. Scaling relationships of channel networks at large scales: Examples from two large-magnitude watersheds in Brittany, France. *Tectonophysics* 269, 91–111. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00142-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00142-4)

- Dahl, M., Nilsson, B., Langhoff, J.H., Refsgaard, J.C., 2007. Review of classification systems and new multi-scale typology of groundwater–surface water interaction. *J. Hydrol.* 344, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.06.027>
- Dayon, G., Boé, J., Martin, E., 2015. Transferability in the future climate of a statistical downscaling method for precipitation in France. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 120, 1023–1043. <https://doi.org/10.1002/2014JD022236>
- de Dreuzy, J.-R., Davy, P., Bour, O., 2001. Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution: 1. Effective connectivity. *Water Resour. Res.* 37, 2065–2078. <https://doi.org/10.1029/2001WR900011>
- de Marsily, G., Lavedan, G., Boucher, M., Fasamino, G., 1984. Interpretation of interference tests in a well field using geostatistical techniques to fit the permeability distribution in a reservoir model. Presented at the Geostatistics for natural resources characterization. NATO advanced Study Institute, pp. 831–849.
- Decharme, B., Delire, C., Minvielle, M., Colin, J., Vergnes, J.-P., Alias, A., Saint-Martin, D., Sférian, R., Sénési, S., Voldoire, A., 2019. Recent Changes in the ISBA-CTrip Land Surface System for Use in the CNRM-CM6 Climate Model and in Global Off-Line Hydrological Applications. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 11, 1207–1252. <https://doi.org/10.1029/2018MS001545>
- Decharme, B., Douville, H., 2006. Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model. *Clim. Dyn.* 26, 65–78. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0059-7>
- DesRoches, A., Danielescu, S., Butler, K., 2014. Structural controls on groundwater flow in a fractured bedrock aquifer underlying an agricultural region of northwestern New Brunswick, Canada. *Hydrogeol. J.* 22, 1067–1086. <https://doi.org/10.1007/s10040-014-1134-0>
- Devauchelle, O., Petroff, A.P., Seybold, H.F., Rothman, D.H., 2012. Ramification of stream networks. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 109, 20832–20836. <https://doi.org/10.1073/pnas.1215218109>
- Dewandel, B., Boisson, A., Amraoui, N., Caballero, Y., Mougin, B., Baltassat, J.-M., Maréchal, J.-C., 2021. Improving our ability to model crystalline aquifers using field data combined with a regionalized approach for estimating the hydraulic conductivity field. *J. Hydrol.* 601, 126652. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126652>
- Dewandel, B., Caballero, Y., Perrin, J., Boisson, A., Dazin, F., Ferrant, S., Chandra, S., Maréchal, J.-C., 2017. A methodology for regionalizing 3-D effective porosity at watershed scale in crystalline aquifers. *Hydrol. Process.* 31, 2277–2295. <https://doi.org/10.1002/hyp.11187>
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J.C., Krishnamurthy, N.S., 2006. A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *J. Hydrol., Hydro-ecological functioning of the Pang and Lambourn catchments, UK* 330, 260–284. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.026>
- Dewandel, B., Maréchal, J.C., Bour, O., Ladouche, B., Ahmed, S., Chandra, S., Pauwels, H., 2012. Upscaling and regionalizing hydraulic conductivity and effective porosity

- at watershed scale in deeply weathered crystalline aquifers. *J. Hydrol.* 416–417, 83–97. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.038>
- DHI, 2007. MIKE SHE User Manual Volume 1: User Guide.
- Diersch, H.-J.G., 2013. FEFLOW: Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media. Springer Science & Business Media.
- Ducharne, A., Habets, F., Oudin, L., Ribstein, P., Bouddra, H., Bourqui, M., Hachour, A., Crespi, O., Gascoin, S., Moulin, L., Terray, L., Boe, J., Page, C., Deque, M., Martin, E., Ledoux, E., Viennot, P., Leblois, E., Sauquet, E., Thiery, D., Evaux, L., Rieu, J., Sauvaget, P., Lepaillier, A., Lepelletier, T., Perrier, A., 2009. RexHySS Project - Climate change impact on the Water Resources and Hydrological Extremes of the Seine and Somme river basins GICC Programme End-of-contract report Climate change impact on the Water Resources and Hydrological Extremes of the Seine and Somme river basins. France.
- Dunne, T., Black, R.D., 1970. An Experimental Investigation of Runoff Production in Permeable Soils. *Water Resour. Res.* 6, 478–490. <https://doi.org/10.1029/WR006i002p00478>
- Dupas, R., Ehrhardt, S., Musolff, A., Fovet, O., Durand, P., 2020. Long-term nitrogen retention and transit time distribution in agricultural catchments in western France. *Environ. Res. Lett.* 15. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abbe47>
- Durand, Y., Brun, E., Merindol, L., Guyomarc'h, G., Lesaffre, B., Martin, E., 1993. A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Ann. Glaciol.* 18, 65–71. <https://doi.org/10.3189/S0260305500011277>
- Famiglietti, J.S., 2014. The global groundwater crisis. *Nat. Clim. Change* 4, 945–948. <https://doi.org/10.1038/nclimate2425>
- Fan, Y., 2015. Groundwater in the Earth's critical zone: Relevance to large-scale patterns and processes. *Water Resour. Res.* 51, 3052–3069. <https://doi.org/10.1002/2015WR017037>
- Fan, Y., Bras, R.L., 1998. Analytical solutions to hillslope subsurface storm flow and saturation overland flow. *Water Resour. Res.* 34, 921–927. <https://doi.org/10.1029/97WR03516>
- Fan, Y., Clark, M., Lawrence, D.M., Swenson, S., Band, L.E., Brantley, S.L., Brooks, P.D., Dietrich, W.E., Flores, A., Grant, G., Kirchner, J.W., Mackay, D.S., McDonnell, J.J., Milly, P.C.D., Sullivan, P.L., Tague, C., Ajami, H., Chaney, N., Hartmann, A., Hazenberg, P., McNamara, J., Pelletier, J., Perket, J., Rouholahnejad-Freund, E., Wagener, T., Zeng, X., Beighley, E., Buzan, J., Huang, M., Livneh, B., Mohanty, B.P., Nijssen, B., Safeeq, M., Shen, C., van Verseveld, W., Volk, J., Yamazaki, D., 2019. Hillslope Hydrology in Global Change Research and Earth System Modeling. *Water Resour. Res.* 55, 1737–1772. <https://doi.org/10.1029/2018WR023903>
- Fangmann, A., Haberlandt, U., 2019. Statistical approaches for identification of low-flow drivers: temporal aspects. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 23, 447–463. <https://doi.org/10.5194/hess-23-447-2019>
- Faroux, S., Kaptué Tchuenté, A.T., Roujean, J.-L., Masson, V., Martin, E., Le Moigne, P., 2013. ECOCLIMAP-II/Europe: a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface,

- meteorological and climate models. *Geosci. Model Dev.* 6, 563–582. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-563-2013>
- Floriancic, M.G., Spies, D., van Meerveld, I.H.J., Molnar, P., 2022. A multi-scale study of the dominant catchment characteristics impacting low-flow metrics. *Hydrol. Process.* 36. <https://doi.org/10.1002/hyp.14462>
- Franks, S.W., Gineste, P., Beven, K.J., Merot, P., 1998. On constraining the predictions of a distributed model: The incorporation of fuzzy estimates of saturated areas into the calibration process. *Water Resour. Res.* 34, 787–797. <https://doi.org/10.1029/97WR03041>
- Garçon, R., 1996. Prévision opérationnelle des apports de la Durance à Serre-Ponçon à l'aide du modèle MORDOR. Bilan de l'année 1994-1995. *Houille Blanche* 71–76. <https://doi.org/10.1051/lhb/1996056>
- Gascuel-Oudou, C., Weiler, M., Molenat, J., 2010. Effect of the spatial distribution of physical aquifer properties on modelled water table depth and stream discharge in a headwater catchment. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 1179–1194. <https://doi.org/10.5194/hess-14-1179-2010>
- Gauthier, M.J., Camporese, M., Rivard, C., Paniconi, C., Larocque, M., 2009. A modeling study of heterogeneity and surface water-groundwater interactions in the Thomas Brook catchment, Annapolis Valley (Nova Scotia, Canada). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13, 1583–1596. <https://doi.org/10.5194/hess-13-1583-2009>
- Gburek, W.J., Folmar, G.J., 1999. Patterns of contaminant transport in a layered fractured aquifer. *J. Contam. Hydrol.* 37, 87–109. [https://doi.org/10.1016/S0169-7722\(98\)00158-2](https://doi.org/10.1016/S0169-7722(98)00158-2)
- Giorgi, F., Francisco, R., Pal, J., 2003. Effects of a Subgrid-Scale Topography and Land Use Scheme on the Simulation of Surface Climate and Hydrology. Part I: Effects of Temperature and Water Vapor Disaggregation. *J. Hydrometeorol.* 4, 317–333. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2003\)4<317:EOASTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2003)4<317:EOASTA>2.0.CO;2)
- Glaser, B., Antonelli, M., Chini, M., Pfister, L., Klaus, J., 2018. Technical note: Mapping surface-saturation dynamics with thermal infrared imagery. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 22, 5987–6003. <https://doi.org/10.5194/hess-22-5987-2018>
- Glaser, B., Antonelli, M., Hopp, L., Klaus, J., 2020. Intra-catchment variability of surface saturation – insights from physically based simulations in comparison with biweekly thermal infrared image observations. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 24, 1393–1413. <https://doi.org/10.5194/hess-24-1393-2020>
- Gleeson, T., Manning, A.H., 2008. Regional groundwater flow in mountainous terrain: Three-dimensional simulations of topographic and hydrogeologic controls. *Water Resour. Res.* 44. <https://doi.org/10.1029/2008WR006848>
- Gleeson, T., Marklund, L., Smith, L., Manning, A.H., 2011a. Classifying the water table at regional to continental scales. *Geophys. Res. Lett.* 38. <https://doi.org/10.1029/2010GL046427>
- Gleeson, T., Moosdorf, N., Hartmann, J., van Beek, L.P.H., 2014. A glimpse beneath earth's surface: GLobal HYdrogeology MaPS (GLHYMPS) of permeability and porosity. *Geophys. Res. Lett.* 41, 3891–3898. <https://doi.org/10.1002/2014GL059856>

- Gleeson, T., Novakowski, K., Kurt Kyser, T., 2009. Extremely rapid and localized recharge to a fractured rock aquifer. *J. Hydrol.* 376, 496–509. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.07.056>
- Gleeson, T., Smith, L., Moosdorf, N., Hartmann, J., Dürr, H.H., Manning, A.H., Beek, L.P.H. van, Jellinek, A.M., 2011b. Mapping permeability over the surface of the Earth. *Geophys. Res. Lett.* 38. <https://doi.org/10.1029/2010GL045565>
- Gosling, S.N., Taylor, R.G., Arnell, N.W., Todd, M.C., 2011. A comparative analysis of projected impacts of climate change on river runoff from global and catchment-scale hydrological models. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 279–294. <https://doi.org/10.5194/hess-15-279-2011>
- Green, T.R., Taniguchi, M., Kooi, H., Gurdak, J.J., Allen, D.M., Hiscock, K.M., Treidel, H., Aureli, A., 2011. Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater. *J. Hydrol.* 405, 532–560. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.002>
- Guihéneuf, N., Boisson, A., Bour, O., Dewandel, B., Perrin, J., Dausse, A., Viossanges, M., Chandra, S., Ahmed, S., Maréchal, J.C., 2014. Groundwater flows in weathered crystalline rocks: Impact of piezometric variations and depth-dependent fracture connectivity. *J. Hydrol.* 511, 320–334. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.061>
- Guillocheau, F., Brault, N., Proust, J.-N., Wyns, R., THOMAS, E., Barbarand, J., Bonnet, S., Bourquin, S., Esteoule-Choux, J., Guennoc, P., Menier, D., Neraudeau, D., 2003. Histoire géologique du Massif Armoricaïn depuis 140 MA (Crétacé-Actuel) [Geological History of the Armorican Massif since 140 My (Cretaceous-Current)]. *Bull Inf. Géol Bassin Paris* 40, 13–28.
- Habets, F., Boé, J., Déqué, M., Ducharne, A., Gascoïn, S., Hachour, A., Martin, E., Pagé, C., Sauquet, E., Terray, L., Thiéry, D., Oudin, L., Viennot, P., 2013. Impact of climate change on the hydrogeology of two basins in northern France. *Clim. Change* 121, 771–785. <https://doi.org/10.1007/s10584-013-0934-x>
- Habets, F., Boone, A., Champeaux, J.L., Etchevers, P., Franchistéguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Moigne, P.L., Martin, E., Morel, S., Noilhan, J., Seguí, P.Q., Rousset-Regimbeau, F., Viennot, P., 2008. The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 113. <https://doi.org/10.1029/2007JD008548>
- Habets, F., Etchevers, P., Golaz, C., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Noilhan, J., Otlé, C., 1999. Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 104, 31145–31172. <https://doi.org/10.1029/1999JD901008>
- Haitjema, H.M., Mitchell-Bruker, S., 2005. Are Water Tables a Subdued Replica of the Topography? *Groundwater* 43, 781–786. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00090.x>
- Hall, F.R., 1968. Base-Flow Recessions—A Review. *Water Resour. Res.* 4, 973–983. <https://doi.org/10.1029/WR004i005p00973>

- Harbaugh, A.W., 2005. MODFLOW-2005 : the U.S. Geological Survey modular ground-water model--the ground-water flow process. *Tech. Methods*. <https://doi.org/10.3133/tm6A16>
- Harman, C.J., Sivapalan, M., Kumar, P., 2009. Power law catchment-scale recessions arising from heterogeneous linear small-scale dynamics. *Water Resour. Res.* 45. <https://doi.org/10.1029/2008WR007392>
- Harrelson, C.C., 1994. *Stream Channel Reference Sites: An Illustrated Guide to Field Technique*. U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station.
- Hartmann, A., 2016. Putting the cat in the box: why our models should consider subsurface heterogeneity at all scales. *WIREs Water* 3, 478–486. <https://doi.org/10.1002/wat2.1146>
- Hartmann, A., Gleeson, T., Wada, Y., Wagener, T., 2017. Enhanced groundwater recharge rates and altered recharge sensitivity to climate variability through subsurface heterogeneity. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 114, 2842–2847. <https://doi.org/10.1073/pnas.1614941114>
- He, X., Stisen, S., Wiese, M.B., Henriksen, H.J., 2016. Designing a Hydrological Real-Time System for Surface Water and Groundwater in Denmark with Engagement of Stakeholders. *Water Resour. Manag.* 30, 1785–1802. <https://doi.org/10.1007/s11269-016-1251-8>
- Henriksen, H.J., Trolborg, L., Nyegaard, P., Sonnenborg, T.O., Refsgaard, J.C., Madsen, B., 2003. Methodology for construction, calibration and validation of a national hydrological model for Denmark. *J. Hydrol.* 280, 52–71. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00186-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00186-0)
- Heuvelmans, G., Muys, B., Feyen, J., 2006. Regionalisation of the parameters of a hydrological model: Comparison of linear regression models with artificial neural nets. *J. Hydrol.* 319, 245–265. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.030>
- Hewlett, J.D., Hibbert, A.R., 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. *For. Hydrol.* 33, 275–290. <https://doi.org/10.1177/0309133309338118>
- Hoang, L.P., Lauri, H., Kumm, M., Koponen, J., van Vliet, M.T.H., Supit, I., Leemans, R., Kabat, P., Ludwig, F., 2016. Mekong River flow and hydrological extremes under climate change. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 20, 3027–3041. <https://doi.org/10.5194/hess-20-3027-2016>
- Howard, K.W.F., Hughes, M., Charlesworth, D.L., Ngobi, G., 1992. Hydrogeologic Evaluation Of Fracture Permeability In Crystalline Basement Aquifers Of Uganda. *Appl. Hydrogeol.* 1, 55–65. <https://doi.org/10.1007/s100400050029>
- Hsieh, P.A., 1998. Scale effects in fluid flow through fractured geologic media 335–353. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511551864.013>
- Hyun, Y., Kim, H., Lee, S.-S., Lee, K.-K., 2011. Characterizing streambed water fluxes using temperature and head data on multiple spatial scales in Munsan stream, South Korea. *J. Hydrol.* 402, 377–387. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.03.032>

- Ingebritsen, S.E., Manning, C.E., 1999. Geological implications of a permeability-depth curve for the continental crust. *Geology* 27, 1107–1110. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<1107:GIOAPD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<1107:GIOAPD>2.3.CO;2)
- IPCC (Ed.), 2021. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
- Jachens, E.R., Rupp, D.E., Roques, C., Selker, J.S., 2020. Recession analysis revisited: impacts of climate on parameter estimation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 24, 1159–1170. <https://doi.org/10.5194/hess-24-1159-2020>
- Jiao, J.J., Wang, X.-S., Nandy, S., 2005. Confined groundwater zone and slope instability in weathered igneous rocks in Hong Kong. *Eng. Geol.* 80, 71–92. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2005.04.002>
- Karlsen, R.H., Bishop, K., Grabs, T., Ottosson-Löfvenius, M., Laudon, H., Seibert, J., 2019. The role of landscape properties, storage and evapotranspiration on variability in streamflow recessions in a boreal catchment. *J. Hydrol.* 570, 315–328. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.12.065>
- Kirchner, J.W., 2009. Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resour. Res.* 45. <https://doi.org/10.1029/2008WR006912>
- Kokkonen, T.S., Jakeman, A.J., Young, P.C., Koivusalo, H.J., 2003. Predicting daily flows in ungauged catchments: model regionalization from catchment descriptors at the Coweeta Hydrologic Laboratory, North Carolina. *Hydrol. Process.* 17, 2219–2238. <https://doi.org/10.1002/hyp.1329>
- Kolbe, T., Marçais, J., de Dreuzy, J.-R. de, Labasque, T., Bishop, K., 2020. Lagged rejuvenation of groundwater indicates internal flow structures and hydrological connectivity. *Hydrol. Process.* 34, 2176–2189. <https://doi.org/10.1002/hyp.13753>
- Kolbe, T., Marçais, J., Thomas, Z., Abbott, B.W., de Dreuzy, J.-R., Rousseau-Gueutin, P., Aquilina, L., Labasque, T., Pinay, G., 2016. Coupling 3D groundwater modeling with CFC-based age dating to classify local groundwater circulation in an unconfined crystalline aquifer. *J. Hydrol.* 543, 31–46. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.020>
- Kollet, S.J., Maxwell, R.M., 2006. Integrated surface–groundwater flow modeling: A free-surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model. *Adv. Water Resour.* 29, 945–958. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.08.006>
- Kovács, G., 2011. *Seepage Hydraulics*. Elsevier.
- Krasny, J., 2002. Quantitative hardrock hydrogeology in a regional scale. *Geol Surv Nor. Bull* 439, 7–14.
- Kundzewicz, Z., Mata, L., Arnell, N., Doell, P., Kabat, P., Jiménez, B., Miller, K., Oki, T., Şen, Z., Shiklomanov, I., 2007. *Freshwater Resources and their Management*. pp. 173–210.
- Kundzewicz, Z.W., Döll, P., 2009. Will groundwater ease freshwater stress under climate change? *Hydrol. Sci. J.* 54, 665–675. <https://doi.org/10.1623/hysj.54.4.665>

- Laaha, G., Blöschl, G., 2007. A national low flow estimation procedure for Austria. *Hydrol. Sci. J.* 52, 625–644. <https://doi.org/10.1623/hysj.52.4.625>
- Lachassagne, P., Dewandel, B., Wyns, R., 2021. Review: Hydrogeology of weathered crystalline/hard-rock aquifers—guidelines for the operational survey and management of their groundwater resources. *Hydrogeol. J.* 29, 2561–2594. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02339-7>
- Lachassagne, P., Wyns, R., Dewandel, B., 2011. The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova* 23, 145–161. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.00998.x>
- Lafaysse, M., Hingray, B., Etchevers, P., Martin, E., Obled, C., 2011. Influence of spatial discretization, underground water storage and glacier melt on a physically-based hydrological model of the Upper Durance River basin. *J. Hydrol.* 403, 116–129. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.03.046>
- Lague, D., Davy, P., Crave, A., 2000. Estimating uplift rate and erodibility from the area-slope relationship: Examples from Brittany (France) and numerical modelling. *Phys. Chem. Earth Part Solid Earth Geod.* 25, 543–548. [https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(00\)00083-1](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(00)00083-1)
- Lamy, C., 2013. Impact du changement climatique sur la fréquence et l'intensité des sécheresses en Bretagne 287.
- Lana-Renault, N., Regüés, D., Serrano, P., Latron, J., 2014. Spatial and temporal variability of groundwater dynamics in a sub-Mediterranean mountain catchment. *Hydrol. Process.* 28, 3288–3299. <https://doi.org/10.1002/hyp.9892>
- Le Borgne, T., Bour, O., de Dreuzy, J.-R., Davy, P., Touchard, F., 2004. Equivalent mean flow models for fractured aquifers: Insights from a pumping tests scaling interpretation. *Water Resour. Res.* 40. <https://doi.org/10.1029/2003WR002436>
- Le Borgne, T., Bour, O., Paillet, F.L., Caudal, J.-P., 2006. Assessment of preferential flow path connectivity and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer. *J. Hydrol.* 328, 347–359. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.12.029>
- Le Moigne, P., 2009. SURFEX scientific documentation. Note de centre (CNRM/GMME), available online at: <http://www.cnrm.meteo.fr/surfex/>, last access: December 2021, Météo-France, CNRM, Toulouse, France 211.
- Le Moigne, P., Besson, F., Martin, E., Boé, J., Boone, A., Decharme, B., Etchevers, P., Faroux, S., Habets, F., Lafaysse, M., Leroux, D., Rousset-Regimbeau, F., 2020. The latest improvements with SURFEX v8.0 of the Safran–Isba–Modcou hydrometeorological model for France. *Geosci. Model Dev.* 13, 3925–3946. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-3925-2020>
- Lehner, B., Döll, P., Alcamo, J., Henrichs, T., Kaspar, F., 2006. Estimating the Impact of Global Change on Flood and Drought Risks in Europe: A Continental, Integrated Analysis. *Clim. Change* 75, 273–299. <https://doi.org/10.1007/s10584-006-6338-4>
- Leray, S., de Dreuzy, J.-R., Bour, O., Bresciani, E., 2013. Numerical modeling of the productivity of vertical to shallowly dipping fractured zones in crystalline rocks. *J. Hydrol.* 481, 64–75. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.014>



- Lindström, G., Johansson, B., Persson, M., Gardelin, M., Bergström, S., 1997. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *J. Hydrol.* 201, 272–288. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00041-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00041-3)
- Liu, W., Lim, W.H., Sun, F., Mitchell, D., Wang, H., Chen, D., Bethke, I., Shiogama, H., Fischer, E., 2018. Global Freshwater Availability Below Normal Conditions and Population Impact Under 1.5 and 2 °C Stabilization Scenarios. *Geophys. Res. Lett.* 45, 9803–9813. <https://doi.org/10.1029/2018GL078789>
- Loritz, R., Hassler, S.K., Jackisch, C., Allroggen, N., van Schaik, L., Wienhöfer, J., Zehe, E., 2017. Picturing and modeling catchments by representative hillslopes. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, 1225–1249. <https://doi.org/10.5194/hess-21-1225-2017>
- Marçais, J., de Dreuzy, J.-R., Erhel, J., 2017. Dynamic coupling of subsurface and seepage flows solved within a regularized partition formulation. *Adv. Water Resour.* 109, 94–105. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.09.008>
- Marçais, J., Derry, L.A., Guillaumot, L., Aquilina, L., de Dreuzy, J.-R., 2022. Dynamic Contributions of Stratified Groundwater to Streams Controls Seasonal Variations of Streamwater Transit Times. *Water Resour. Res.* 58, e2021WR029659. <https://doi.org/10.1029/2021WR029659>
- Maréchal, J.-C., Wyns, R., Lachassagne, P., Subrahmanyam, K., 2004. Vertical anisotropy of hydraulic conductivity in the fissured layer of hard-rock aquifers due to the geological structure of weathering profiles. *J. Geol. Soc. India* 63, 545–550.
- Martel, S.J., 2006. Effect of topographic curvature on near-surface stresses and application to sheeting joints. *Geophys. Res. Lett.* 33. <https://doi.org/10.1029/2005GL024710>
- Martin, C., Molénat, J., Gascuel-Oudou, C., Vouillamoz, J.-M., Robain, H., Ruiz, L., Faucheux, M., Aquilina, L., 2006. Modelling the effect of physical and chemical characteristics of shallow aquifers on water and nitrate transport in small agricultural catchments. *J. Hydrol.* 326, 25–42. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.10.040>
- Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., Lacaze, R., 2003. A Global Database of Land Surface Parameters at 1-km Resolution in Meteorological and Climate Models. *J. Clim.* 16, 1261–1282. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)16<1261:AGDOLS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)16<1261:AGDOLS>2.0.CO;2)
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., Brousseau, P., Brun, E., Calvet, J.-C., Carrer, D., Decharme, B., Delire, C., Donier, S., Essauouini, K., Gibelin, A.-L., Giordani, H., Habets, F., Jidane, M., Kerdraon, G., Kourzeneva, E., Lafaysse, M., Lafont, S., Lebeaupin Brossier, C., Lemonsu, A., Mahfouf, J.-F., Marguinaud, P., Mokhtari, M., Morin, S., Pigeon, G., Salgado, R., Seity, Y., Taillefer, F., Tanguy, G., Tulet, P., Vincendon, B., Vionnet, V., Voldoire, A., 2013. The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geosci. Model Dev.* 6, 929–960. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013>
- Matonse, A.H., Kroll, C., 2009. Simulating low streamflows with hillslope storage models. *Water Resour. Res.* 45. <https://doi.org/10.1029/2007WR006529>

- Maxwell, R.M., Kollet, S.J., 2008. Interdependence of groundwater dynamics and land-energy feedbacks under climate change. *Nat. Geosci.* 1, 665–669. <https://doi.org/10.1038/ngeo315>
- Meinshausen, M., Smith, S.J., Calvin, K., Daniel, J.S., Kainuma, M.L.T., Lamarque, J.-F., Matsumoto, K., Montzka, S.A., Raper, S.C.B., Riahi, K., Thomson, A., Velders, G.J.M., van Vuuren, D.P.P., 2011. The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Clim. Change* 109, 213. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0156-z>
- Mendoza, G.F., Steenhuis, T.S., Walter, M.T., Parlange, J.-Y., 2003. Estimating basin-wide hydraulic parameters of a semi-arid mountainous watershed by recession-flow analysis. *J. Hydrol.* 279, 57–69. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00174-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00174-4)
- Merz, R., Blöschl, G., 2004. Regionalisation of catchment model parameters. *J. Hydrol.* 287, 95–123. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.028>
- Messenger, M.L., Lehner, B., Cockburn, C., Lamouroux, N., Pella, H., Snelder, T., Tockner, K., Trautmann, T., Watt, C., Detry, T., 2021. Global prevalence of non-perennial rivers and streams. *Nature* 594, 391–397. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03565-5>
- Mohamoud, Y.M., 2008. Prediction of daily flow duration curves and streamflow for ungauged catchments using regional flow duration curves. *Hydrol. Sci. J.* 53, 706–724. <https://doi.org/10.1623/hysj.53.4.706>
- Moss, R.H., Edmonds, J.A., Hibbard, K.A., Manning, M.R., Rose, S.K., van Vuuren, D.P., Carter, T.R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G.A., Mitchell, J.F.B., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S.J., Stouffer, R.J., Thomson, A.M., Weyant, J.P., Wilbanks, T.J., 2010. The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature* 463, 747–756. <https://doi.org/10.1038/nature08823>
- Mougin, B., Allier, D., Blanchin, R., Carn, A., Courtois, N., Gateau, C., Putot, E., 2008. SILURES Bretagne: Système d'Information pour la Localisation et l'Utilisation des Ressources en Eaux Souterraines. Rapport du BRGM 131.
- Napoly, A., Boone, A., Samuelsson, P., Gollvik, S., Martin, E., Seferian, R., Carrer, D., Decharme, B., Jarlan, L., 2017. The interactions between soil–biosphere–atmosphere (ISBA) land surface model multi-energy balance (MEB) option in SURFEXv8 – Part 2: Introduction of a litter formulation and model evaluation for local-scale forest sites. *Geosci. Model Dev.* 10, 1621–1644. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-1621-2017>
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10, 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Noilhan, J., Planton, S., 1989. A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Mon. Weather Rev.* 117, 536–549. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2)
- Ogden, F.L., Watts, B.A., 2000. Saturated area formation on nonconvergent hillslope topography with shallow soils: A numerical investigation. *Water Resour. Res.* 36, 1795–1804. <https://doi.org/10.1029/2000WR900091>

- Paillet, F.L., 1998. Flow modeling and permeability estimation using borehole flow logs in heterogeneous fractured formations. *Water Resour. Res.* 34, 997–1010. <https://doi.org/10.1029/98WR00268>
- Paniconi, C., Putti, M., 2015. Physically based modeling in catchment hydrology at 50: Survey and outlook. *Water Resour. Res.* 51, 7090–7129. <https://doi.org/10.1002/2015WR017780>
- Paniconi, C., Troch, P.A., Loon, E.E. van, Hilberts, A.G.J., 2003. Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 2. Intercomparison with a three-dimensional Richards equation model. *Water Resour. Res.* 39. <https://doi.org/10.1029/2002WR001730>
- Parlange, J.-Y., Stagnitti, F., Heilig, A., Szilagyi, J., Parlange, M.B., Steenhuis, T.S., Hogarth, W.L., Barry, D.A., Li, L., 2001. Sudden drawdown and drainage of a horizontal aquifer. *Water Resour. Res.* 37, 2097–2101. <https://doi.org/10.1029/2000WR000189>
- Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V., 2001. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *J. Hydrol.* 242, 275–301. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00393-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00393-0)
- Post, D.A., Jakeman, A.J., 1999. Predicting the daily streamflow of ungauged catchments in S.E. Australia by regionalising the parameters of a lumped conceptual rainfall-runoff model. *Ecol. Model.* 123, 91–104. [https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(99\)00125-8](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(99)00125-8)
- Price, K., 2011. Effects of watershed topography, soils, land use, and climate on baseflow hydrology in humid regions: A review. *Prog. Phys. Geogr. Earth Environ.* 35, 465–492. <https://doi.org/10.1177/0309133311402714>
- Putti, M., Paniconi, C., 2004. Time step and stability control for a coupled model of surface and subsurface flow, in: Miller, C.T., Pinder, G.F. (Eds.), *Developments in Water Science, Computational Methods in Water Resources: Volume 2*. Elsevier, pp. 1391–1402. [https://doi.org/10.1016/S0167-5648\(04\)80152-7](https://doi.org/10.1016/S0167-5648(04)80152-7)
- Quintana-Seguí, P., Moigne, P.L., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., Morel, S., 2008. Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables: Validation of the SAFRAN Analysis over France. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 47, 92–107. <https://doi.org/10.1175/2007JAMC1636.1>
- Raimonet, M., Oudin, L., Thieu, V., Silvestre, M., Vautard, R., Rabouille, C., Le Moigne, P., 2017. Evaluation of Gridded Meteorological Datasets for Hydrological Modeling. *J. Hydrometeorol.* 18, 3027–3041. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-17-0018.1>
- Razack, M., Lasm, T., 2006. Geostatistical estimation of the transmissivity in a highly fractured metamorphic and crystalline aquifer (Man-Danane Region, Western Ivory Coast). *J. Hydrol.* 325, 164–178. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.10.014>
- Razavi, T., Coulibaly, P., 2013. Streamflow Prediction in Ungauged Basins: Review of Regionalization Methods. *J. Hydrol. Eng.* 18, 958–975. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0000690](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000690)

- Reynolds, D.R., Gardner, D.J., Balos, C.J., Woodward, C.S., 2019. SUNDIALS Multiphysics+MPIManyVector Performance Testing.
- Riebe, C.S., Hahm, W.J., Brantley, S.L., 2017. Controls on deep critical zone architecture: a historical review and four testable hypotheses. *Earth Surf. Process. Landf.* 42, 128–156. <https://doi.org/10.1002/esp.4052>
- Riedel, T., Weber, T.K.D., 2020. Review: The influence of global change on Europe's water cycle and groundwater recharge. *Hydrogeol. J.* 28, 1939–1959. <https://doi.org/10.1007/s10040-020-02165-3>
- Ritter, A., Muñoz-Carpena, R., 2013. Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. *J. Hydrol.* 480, 33–45. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.004>
- Roques, C., 2013. Hydrogéologie des zones de faille du socle cristallin : implications en terme de ressources en eau pour le Massif Armoricaïn (These de doctorat). Rennes 1.
- Roques, C., Aquilina, L., Bour, O., Maréchal, J.-C., Dewandel, B., Pauwels, H., Labasque, T., Vergnaud-Ayraud, V., Hochreutener, R., 2014. Groundwater sources and geochemical processes in a crystalline fault aquifer. *J. Hydrol.* 519, 3110–3128. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.10.052>
- Roques, C., Bour, O., Aquilina, L., Dewandel, B., 2016. High-yielding aquifers in crystalline basement: insights about the role of fault zones, exemplified by Armorican Massif, France. *Hydrogeol. J.* 24, 2157–2170. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1451-6>
- Roques, C., Rupp, D.E., de Dreuzy, J.-R., Longuevergne, L., Jachens, E.R., Grant, G., Aquilina, L., Selker, J.S., 2022. Recession discharge from compartmentalized bedrock hillslopes. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 1–24. <https://doi.org/10.5194/hess-2022-7>
- Roques, C., Rupp, D.E., Selker, J.S., 2017. Improved streamflow recession parameter estimation with attention to calculation of  $-dQ/dt$ . *Adv. Water Resour.* 108, 29–43. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.07.013>
- Rupp, D.E., Selker, J.S., 2006. On the use of the Boussinesq equation for interpreting recession hydrographs from sloping aquifers. *Water Resour. Res.* 42. <https://doi.org/10.1029/2006WR005080>
- SANDRE, 2006. Banque nationale de donnée pour l'hydrométrie et l'hydrologie. Banque Hydro, Ministère de l'Environnement et du Développement Durable, Paris [WWW Document]. URL <http://www.hydro.eaufrance.fr/> (accessed 9.30.20).
- Schwanghart, W., Kuhn, N.J., 2010. TopoToolbox: A set of Matlab functions for topographic analysis. *Environ. Model. Softw.* 25, 770–781. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2009.12.002>
- Sefton, C.E.M., Howarth, S.M., 1998. Relationships between dynamic response characteristics and physical descriptors of catchments in England and Wales. *J. Hydrol.* 211, 1–16. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00163-2](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00163-2)
- Singhal, B.B.S., Gupta, R.P., 2010. *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks: Second Edition*. Springer Science & Business Media.

- Singhal, B.B.S., Gupta, R.P., 1999. Fractures and discontinuities, in: Singhal, B.B.S., Gupta, R.P. (Eds.), *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 13–35. [https://doi.org/10.1007/978-94-015-9208-6\\_2](https://doi.org/10.1007/978-94-015-9208-6_2)
- Smakhtin, V.U., 2001. Low flow hydrology: a review. *J. Hydrol.* 240, 147–186. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00340-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00340-1)
- Sophocleous, M., 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeol. J.* 10, 52–67. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0170-8>
- St. Clair, J., Moon, S., Holbrook, W.S., Perron, J.T., Riebe, C.S., Martel, S.J., Carr, B., Harman, C., Singha, K., Richter, D. deB., 2015. Geophysical imaging reveals topographic stress control of bedrock weathering. *Science* 350, 534–538. <https://doi.org/10.1126/science.aab2210>
- Staudinger, M., Stoelzle, M., Cochand, F., Seibert, J., Weiler, M., Hunkeler, D., 2019. Your work is my boundary condition!: Challenges and approaches for a closer collaboration between hydrologists and hydrogeologists. *J. Hydrol.* 571, 235–243. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.01.058>
- Stoelzle, M., Stahl, K., Weiler, M., 2013. Are streamflow recession characteristics really characteristic? *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 817–828. <https://doi.org/10.5194/hess-17-817-2013>
- Sulis, M., Meyerhoff, S.B., Paniconi, C., Maxwell, R.M., Putti, M., Kollet, S.J., 2010. A comparison of two physics-based numerical models for simulating surface water–groundwater interactions. *Adv. Water Resour.* 33, 456–467. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2010.01.010>
- Tallaksen, L.M., 1995. A review of baseflow recession analysis. *J. Hydrol.* 165, 349–370. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)02540-R](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)02540-R)
- Tashie, A., Pavelsky, T., Band, L.E., 2020a. An Empirical Reevaluation of Streamflow Recession Analysis at the Continental Scale. *Water Resour. Res.* 56. <https://doi.org/10.1029/2019WR025448>
- Tashie, A., Pavelsky, T., Emanuel, R.E., 2020b. Spatial and Temporal Patterns in Baseflow Recession in the Continental United States. *Water Resour. Res.* 56. <https://doi.org/10.1029/2019WR026425>
- Tashie, A., Scaife, C.I., Band, L.E., 2019. Transpiration and subsurface controls of streamflow recession characteristics. *Hydrol. Process.* 33, 2561–2575. <https://doi.org/10.1002/hyp.13530>
- Taylor, K.E., Stouffer, R.J., Meehl, G.A., 2012. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 93, 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- Taylor, R., Howard, K., 2000. A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: Evidence from Uganda. *Hydrogeol. J.* 8, 279–294. <https://doi.org/10.1007/s100400000069>
- Taylor, R.G., Scanlon, B., Döll, P., Rodell, M., van Beek, R., Wada, Y., Longuevergne, L., Leblanc, M., Famiglietti, J.S., Edmunds, M., Konikow, L., Green, T.R., Chen, J., Taniguchi, M., Bierkens, M.F.P., MacDonald, A., Fan, Y., Maxwell, R.M., Yechieli, Y., Gurdak, J.J., Allen, D.M., Shamsudduha, M., Hiscock, K., Yeh, P.J.-

- F., Holman, I., Treidel, H., 2013. Ground water and climate change. *Nat. Clim. Change* 3, 322–329. <https://doi.org/10.1038/nclimate1744>
- Thiéry, D., 2021a. Code de calcul MARTHE version 7.8 Modélisation 3D des écoulements et des transferts dans les hydrosystèmes. (No. BRGM/RP-69541-FR.).
- Thiéry, D., 2021b. Logiciel GARDÉNIA version v8.2. Mise à jour version v8.8. (No. BRGM/RP-62797-FR.).
- Thomas, Z., Ghazavi, R., Merot, P., Granier, A., 2012. Modelling and observation of hedgerow transpiration effect on water balance components at the hillslope scale in Brittany. *Hydrol. Process.* 26, 4001–4014. <https://doi.org/10.1002/hyp.9198>
- Trenberth, K.E., 2011. Changes in precipitation with climate change. *Clim. Res.* 47, 123–138. <https://doi.org/10.3354/cr00953>
- Troch, P.A., Berne, A., Bogaart, P., Harman, C., Hilberts, A.G.J., Lyon, S.W., Paniconi, C., Pauwels, V.R.N., Rupp, D.E., Selker, J.S., Teuling, A.J., Uijlenhoet, R., Verhoest, N.E.C., 2013. The importance of hydraulic groundwater theory in catchment hydrology: The legacy of Wilfried Brutsaert and Jean-Yves Parlange. *Water Resour. Res.* 49, 5099–5116. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20407>
- Troch, P.A., De Troch, F.P., Brutsaert, W., 1993. Effective water table depth to describe initial conditions prior to storm rainfall in humid regions. *Water Resour. Res.* 29, 427–434. <https://doi.org/10.1029/92WR02087>
- Troch, P.A., Paniconi, C., Emiel van Loon, E., 2003. Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 1. Formulation and characteristic response. *Water Resour. Res.* 39. <https://doi.org/10.1029/2002WR001728>
- Van Loon, A.F., Laaha, G., 2015. Hydrological drought severity explained by climate and catchment characteristics. *J. Hydrol., Drought processes, modeling, and mitigation* 526, 3–14. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.10.059>
- van Vuuren, D.P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G.C., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J.-F., Masui, T., Meinshausen, M., Nakicenovic, N., Smith, S.J., Rose, S.K., 2011. The representative concentration pathways: an overview. *Clim. Change* 109, 5. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0148-z>
- Vannier, O., Braud, I., Anquetin, S., 2014. Regional estimation of catchment-scale soil properties by means of streamflow recession analysis for use in distributed hydrological models. *Hydrol. Process.* 28, 6276–6291. <https://doi.org/10.1002/hyp.10101>
- Vergnes, J.-P., Decharme, B., Habets, F., 2014. Introduction of groundwater capillary rises using subgrid spatial variability of topography into the ISBA land surface model. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 119, 11,065–11,086. <https://doi.org/10.1002/2014JD021573>
- Vergnes, J.-P., Roux, N., Habets, F., Ackerer, P., Amraoui, N., Besson, F., Caballero, Y., Courtois, Q., de Dreuzy, J.-R., Etchevers, P., Gallois, N., Leroux, D.J., Longuevergne, L., Le Moigne, P., Morel, T., Munier, S., Regimbeau, F., Thiéry, D., Viennot, P., 2020. The AquifR hydrometeorological modelling platform as a tool for improving groundwater resource monitoring over France: evaluation over

- a 60-year period. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 24, 633–654. <https://doi.org/10.5194/hess-24-633-2020>
- Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., Soubeyroux, J.-M., 2010. A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *Int. J. Climatol.* 30, 1627–1644. <https://doi.org/10.1002/joc.2003>
- Vincendon, B., Ducrocq, V., Saulnier, G.-M., Bouilloud, L., Chancibault, K., Habets, F., Noilhan, J., 2010. Benefit of coupling the ISBA land surface model with a TOPMODEL hydrological model version dedicated to Mediterranean flash-floods. *J. Hydrol., Flash Floods: Observations and Analysis of Hydrometeorological Controls* 394, 256–266. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.04.012>
- Wang, Y., Yang, X., Zhang, M., Zhang, L., Yu, X., Ren, L., Liu, Y., Jiang, S., Yuan, F., 2019. Projected Effects of Climate Change on Future Hydrological Regimes in the Upper Yangtze River Basin, China. *Adv. Meteorol.* 2019, e1545746. <https://doi.org/10.1155/2019/1545746>
- Widory, D., Kloppmann, W., Chery, L., Bonnin, J., Rochdi, H., Guinamant, J.-L., 2004. Nitrate in groundwater: an isotopic multi-tracer approach. *J. Contam. Hydrol.* 72, 165–188. <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2003.10.010>
- Wittenberg, H., 1999. Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. *Hydrol. Process.* 13, 715–726. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19990415\)13:5<715::AID-HYP775>3.0.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<715::AID-HYP775>3.0.CO;2-N)
- Worthington, S.R.H., Davies, G.J., Alexander, E.C., 2016. Enhancement of bedrock permeability by weathering. *Earth-Sci. Rev.* 160, 188–202. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.07.002>
- Wright, E.P., 1992. The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa. In: *Hydrogeology of crystalline basement aquifers*, in: Pp.127, London Spec Publication. p. 66.
- Wyns, R., Baltassat, J.-M., Lachassagne, P., Legchenko, A., Vairon, J., Mathieu, F., 2004. Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bull. Société Géologique Fr.* 175, 21–34. <https://doi.org/10.2113/175.1.21>
- Xiao, D., Shi, Y., Brantley, S.L., Forsythe, B., DiBiase, R., Davis, K., Li, L., 2019. Streamflow Generation From Catchments of Contrasting Lithologies: The Role of Soil Properties, Topography, and Catchment Size. *Water Resour. Res.* 55, 9234–9257. <https://doi.org/10.1029/2018WR023736>
- Young, A.R., 2006. Stream flow simulation within UK ungauged catchments using a daily rainfall-runoff model. *J. Hydrol., The model parameter estimation experiment* 320, 155–172. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.017>
- Yu, D., Lane, S.N., 2011. Interactions between subgrid-scale resolution, feature representation and grid-scale resolution in flood inundation modelling. *Hydrol. Process.* 25, 36–53. <https://doi.org/10.1002/hyp.7813>

# Liste des figures

---

<b>Figure I.1.</b> Localisation des roches cristallines à l'échelle continentale (figure extraite de Singhal and Gupta, 1999).....	2
<b>Figure I.2.</b> Illustration de quelques exemples de fractures dans les roches cristallines (photos extraites de Lachassagne et al., 2021).....	3
<b>Figure I.3.</b> Evolution des propriétés hydrodynamiques (conductivité hydraulique $K$ [m/j]; transmissivité $T$ [m <sup>2</sup> /j]; et porosité effective $\emptyset$ [-]) selon la profondeur d'après Chilton and Foster (1995).....	4
<b>Figure I.4.</b> Perméabilité des roches cristallines et effets d'échelle. Les échelles considérées sont celles du laboratoire (1-10 cm), du puits de forage (1-100 m) et régionale (1-100 km) (Clauser, 1992) .....	5
<b>Figure I.5.</b> Profil stratiforme d'altération des aquifères de socle cristallin (Wyns et al., 2004). .....	6
<b>Figure I.6.</b> Cycle de l'eau dans les milieux de socle cristallin. Les précipitations sont partitionnées en évapotranspiration (transpiration des plantes et évaporation du sol vers l'atmosphère), en ruissellement de surface et en infiltration qui recharge les aquifères.....	9
<b>Figure I.7.</b> Projections des précipitations moyennes saisonnières générées par 11 RCMs (Regional Climate Models) du projet EURO-CORDEX (première colonne), comparées avec les projections des modèles globaux des programmes CMIP5 (deuxième colonne) et CMIP6 (troisième colonne), à l'échelle de l'Europe a) pour les mois de décembre-janvier-février (DJF) et b) pour les mois de juin-juillet-août (JJA) (d'après Coppola et al., 2021). Les variations de précipitations sont obtenues pour le scénario RCP8.5 et sont exprimées entre les périodes 1981-2010 et 2041-2070 (pour l'horizon moyen) et 2071-2100 (pour l'horizon lointain).....	10
<b>Figure I.8.</b> Structure des écoulements dans les milieux de socle cristallin d'après Roques (2013) .....	12
<b>Figure II.1.</b> Répartition spatiale du cumul annuel des précipitations en Bretagne (figure extraite de l'Observatoire de l'environnement en Bretagne : <a href="https://bretagne-environnement.fr/">https://bretagne-environnement.fr/</a> ).....	20
<b>Figure II.2.</b> Carte topographique de la Bretagne à une résolution de 50 m. ....	21
<b>Figure II.3.</b> Cartographie des bassins versants de la région Bretagne (figure extraite de l'Observatoire de l'environnement en Bretagne : <a href="https://bretagne-environnement.fr/">https://bretagne-environnement.fr/</a> ) ...	21
<b>Figure II.4.</b> Contribution globale annuelle des eaux souterraines à l'alimentation des rivières pour la région Bretagne (Mougin et al., 2008) (figure extraite de l'Observatoire de l'environnement en Bretagne : <a href="https://bretagne-environnement.fr/">https://bretagne-environnement.fr/</a> ) .....	22



**Figure II.5.** a) Localisation de deux bassins versants situés en région Bretagne contrastés du point de vue du fonctionnement hydrologique. b) L'Arguenon et c) Le Nançon. Le fond de carte représente la géologie simplifiée des deux sites. .... 24

**Figure II.6.** Comparaison des chroniques hydrologiques de deux bassins versants bretons (l'Arguenon et le Nançon) à partir de la représentation graphique des débits spécifiques [m/s] (débit divisé par la superficie des bassins versants) sur une année civile. La courbe bleue représente l'évolution des débits annuels médians, la courbe bleue en pointillés représente les débits d'une année sèche (2003) et la bande colorée en cyan représente la variabilité interannuelle des débits à partir de la différence des  $Q_{10}$  et  $Q_{90}$ . La courbe orange représente un ajustement de la récession saisonnière de l'Arguenon (temps caractéristique de 40 jours) et la courbe rouge est un ajustement de la récession saisonnière du Nançon (temps caractéristique de 115 jours). Le contraste des amplitudes de débits et des temps caractéristiques entre les deux sites illustre bien la variabilité régionale de l'hydrologie en Bretagne. .... 26

**Figure II.7.** Illustration de la définition du paramètre  $b$  des récessions sur les relations stock-débit (figure par Roques et al. à l'AGU 2019, modifiée de Kirchner (2009))..... 29

**Figure II.8.** Schéma conceptuel de la modélisation des aquifères de socle cristallin dans le modèle hs1D. L'outil numérique décompose un bassin versant en versants pour simuler les écoulements souterrains et superficiels. Les points particuliers du réseau hydrographique (têtes de réseau, confluences, exutoire) sont utilisés pour définir les versants suivant la ligne de plus grande pente. Une agrégation du débit de chaque versant est réalisée pour obtenir le débit à l'exutoire du bassin versant (exemple : bassin versant de l'Ellé au Faouët. Figure extraite de Courtois, 2019). .... 33

**Figure II.9.** Illustration de la décomposition du bassin versant en versants dans le modèle hs1D pour le bassin versant de l'Ellé au Faouët. a) Représentation du réseau hydrographique et identification des points particuliers, soit les têtes de réseau (point noir), les confluences (point bleu) et l'exutoire du bassin versant (point rouge). Le fond de carte représente l'altitude du bassin versant à une résolution de 50m b) Délimitation du bassin versant en versants selon les points particuliers du réseau hydrographique. Les limites des versants sont représentées par les lignes noires épaisses. (figure extraite de Courtois, 2019) ..... 34

**Figure II.10.** Représentation schématique des différents types de flux à l'échelle du versant pour des aquifères libres de faible épaisseur : 1) La recharge des aquifères, 2) le flux souterrain, 3) le ruissellement par excès d'infiltration, 4) le ruissellement par excès de saturation, 5) le ruissellement de surface, et 6) le flux souterrain de l'aquifère vers la rivière (figure extraite de Courtois, 2019). .... 36

**Figure II.11.** Schéma d'intégration du débit dans la rivière (bleu) à partir des contributions des différents points (A, B, C) et versants (A1, A2, A3, B1, B2, B3) (figure extraite de Courtois, 2019). .... 36

**Figure II.12.** Représentation d'un profil 2D de versant équivalent (figure extraite de Marçais et al. (2022)). A) Bassin versant du Guillec, délimité par la ligne rouge. Le réseau hydrographique est représenté par une ligne bleue et la bande colorée autour ce réseau définit une distance à la rivière. Les caractéristiques géomorphologiques du bassin versant (largeur (B) et pente (c)) sont calculées en fonction d'une isodistance à la rivière. La bande bleue sur les graphiques B et C correspond à la distance à la rivière délimitée sur le graphique A. .... 37

**Figure III.1.** Location and simplified geological map of the two headwater catchments Arguenon and Nançon. The red squares identify the locations of the gauging stations where discharge was measured. .... 47

**Figure III.2.** Conceptual representation of the hydrological modeling scheme. a) The SURFEX hydrometeorological model partitions precipitation from SAFRAN reanalysis into surface runoff and infiltration at a resolution of 8 km. b) The groundwater model simulates the water table evolution and the hydrological sub-grid processes at a resolution of 25 m using the infiltration as input. When the water table reaches the surface, the generated seepage flow is added to the slow base flow and to the fast surface runoff routed directly to the river to yield the river discharge. c, d) The equivalent hillslope is duplicated in 2 equivalent hillslopes having the same morphology and hydroclimatic inputs but differing effective hydraulic properties to represent the spatial and temporal variations of the seepage flow and base flow. The two hillslopes sketch, respectively, a lower conductive hillslope  $H_1$  (c) leading to a fast response with high seepage flows and a slow base flow ( $H_1$  discharge  $q_1$ ) and a higher conductive hillslope  $H_2$  (d) with extended contribution after recharge periods ( $H_2$  discharge  $q_2$ ). e) Elevation profile of the equivalent hillslope as a function of the distance to the river at which processes are modeled. f) Hillslope contributions are summed to get the catchment scale discharge. .... 51

**Figure III.3.** Results and performances of the calibrated models for the 2004-2006 period. Results over the whole 1970-2012 period are given in **Figures A.1-2**. Left and right columns represent respectively the results for the Arguenon and Nançon catchments. The successive grey and white bands underline the overall recession period from April to October and recharge period from November to March. a) and b) show the infiltration timeseries and the surface runoff given by the SURFEX hydrometeorological model. Precipitation and evapotranspiration timeseries are given in Appendix (**Figure A.4.**) c) and d) display observed (red) and modeled (blue and green) specific discharge timeseries. Green curves represent the median discharge from the selected  $H_1$  hillslope models, i.e. the hillslope with the lower hydraulic conductivity. The blue lines and cyan areas represent the cumulated modeled discharge and its variability for the two equivalent hillslopes  $H_1$  and  $H_2$ . The difference between the blue and green curves illustrates the contribution of the less saturated hillslope  $H_2$ . e) and f) display the evolution of the median catchment saturated area among models (navy blue line) and its variability (navy blue area). g) and h) show the ratio of discharge between the two hillslopes  $Q_{H_2}/Q_{H_1}$ . The horizontal dashed line

underlines the value of 1 above which discharge is dominantly controlled by the hillslope  $H_2$  and below which it is dominated by  $H_1$ ..... 54

**Figure III.4.** Calibrated parameters of  $H_1$  and  $H_2$  marked by the blue and red dots respectively on top of the mean percentage of saturated area for a single hillslope (colormap) for the Arguenon (a) and Nançon (b). The black curve represents the mean constant diffusivity of the calibrated  $H_2$  models (**Tableau 3**)..... 57

**Figure III.5.** Seasonal variations of specific discharge obtained by taking the mean over the 1970-2012 period for the median two-hillslope and best single-hillslope models for the Arguenon (a) and Nançon (b). Blue curve and cyan areas represent the median and the 10-90<sup>th</sup> quantile of observed discharge..... 58

**Figure III.6.** Représentation graphique de l'exploration des paramètres sur les bassins versants de l'Arguenon (a) et du Nançon (b). Chaque pixel représente une simulation définie par une valeur de lame d'eau maximale ( $\phi.d$  en ordonnée) et une valeur de conductivité hydraulique ( $K$  en abscisse). La symbologie de chaque pixel varie selon l'intensité de la valeur du *Nash-log* (on tend vers le bleu lorsque le *Nash-log* est proche de 0, indiquant une mauvaise représentation des débits, et on tend vers le rouge lorsque le *Nash-log* est proche de 1, indiquant une calibration parfaite). La ligne noire, en pointillés, délimite les simulations en fonction de l'existence ou non d'aires saturées intermittentes. Les deux espaces se différencient donc par des dynamiques d'écoulement distinctes. Le premier espace que l'on nomme « Saturated areas » (SA) inclut, à certains moments de la série temporelle, deux processus d'écoulement: i) le drainage des nappes par un écoulement diffusif et, ii) l'exfiltration de la nappe à la surface en développant des aires saturées. Le second espace que l'on nomme « No saturated areas » (NSA) n'est défini que par la présence d'un seul processus d'écoulement: le drainage des nappes. Sur chacun de ces espaces est identifiable une gamme de solutions optimales avec une valeur du *Nash-log* qui excède 0.6. Les cartes d'exploration de 79 bassins versants, à l'échelle de la région, sont référencées en Annexe 4. .... 70

**Figure III.7.** Résultats et performances de la calibration d'un modèle à un seul versant équivalent sur l'espace de solution SA pour la période 2002-2005. Les colonnes de gauche et de droite représentent respectivement les résultats pour l'Arguenon et le Nançon. Les bandes grises et blanches représentent les périodes de récession et de recharge. a) et b) montrent les représentations graphiques de l'exploration des paramètres des bassins versants de l'Arguenon et du Nançon en indiquant par une flèche l'espace de simulation sélectionné pour l'interprétation. c) et d) représentent les débits observés (rouge) et les débits médians simulés (bleu) ainsi que la gamme de variabilité des débits simulés de l'ensemble des simulations (bande en cyan). e) et f) représentent le profil piézométrique médian (bleu) de l'ensemble des simulations ainsi que la gamme de variabilité (bande en cyan). Les limites du versant équivalent sont également représentées pour identifier les aires saturées et la profondeur de la nappe à chaque distance de la rivière (lignes noires en pointillés)..... 72

**Figure III.8.** Résultats et performances de la calibration d'un modèle à un seul versant équivalent sur l'espace de solution NSA pour la période 2002-2005. Les colonnes de gauche et de droite représentent respectivement les résultats pour l'Arguenon et le Nançon. Les bandes grises et blanches représentent les périodes de récession et de recharge. a) et b) montrent les représentations graphiques de l'exploration des paramètres des bassins versants de l'Arguenon et du Nançon en indiquant par une flèche l'espace de simulation sélectionné pour l'interprétation. c) et d) représentent les débits observés (rouge) et les débits médians simulés (bleu) ainsi que la gamme de variabilité des débits simulés de l'ensemble des simulations (bande en cyan). e) et f) représentent le profil piézométrique médian (bleu) de l'ensemble des simulations ainsi que la gamme de variabilité (bande en cyan). Les limites du versant équivalent sont également représentés pour identifier les aires saturées et la profondeur de la nappe à chaque distance de la rivière (lignes noires en pointillés). ..... 74

**Figure III.9.** Variations de stock journalières sur les bassins versants de l'Arguenon et du Nançon à partir des données issues des deux versants équivalents. La courbe verte représente la variation de stock journalière sur le versant équivalent 1 (SA) avec la présence des aires saturées et la courbe bleue représente la variation de stock journalière sur le compartiment sans aires saturées (NSA). ..... 77

**Figure IV.1.** Localisation des 79 bassins versants utilisés pour l'exploration des paramètres avec le modèle à deux versants équivalents. Les points rouges représentent les stations hydrologiques, considérées comme les exutoires. Les lignes représentent la délimitation des bassins versants correspondants. .... 81

**Figure IV.2.** Carte géologique de la France métropolitaine à l'échelle du millionième (BRGM). ..... 82

**Figure IV.3.** Extrait de la table attributaire de la carte géologique au millionième. Nous détaillons les éléments, correspondant à chacun des vecteurs de la carte, utilisés par la suite. (1) dénomination de la lithologie; (2) nature lithologique; (3) âge de la formation indiqué par l'ère géologique correspondante. .... 83

**Figure IV.4.** Localisation des mesures par essai de pompage bancarisés dans la BSS-Eau pour la région Bretagne (<https://sigesbre.brgm.fr/>). ..... 83

**Figure IV.5.** Log tectono-lithostratigraphique de la Bretagne réalisé dans le cadre du SIGES Bretagne. Les paramètres considérés sont la transmissivité [ $m^2/s$ ] et l'emmagasinement [-]. Les points noirs correspondent à la moyenne, les croix bleues à la médiane et les barres correspondent à l'écart-type (<https://sigesbre.brgm.fr/>). ..... 84

**Figure IV.6.** Regroupement simplifié des classes lithologiques à l'échelle du Massif armoricain. Les formations en rouge et magenta représentent les formations plutoniques (granites, granitoïdes et diorites). Les formations en jaune représentent les formations métamorphiques (métagranitoïdes, micaschistes, gneiss). En vert, sont représentées les formations métasédimentaires peu ou non métamorphisées (schistes, grès). Les formations

volcaniques sont représentées en bleu. Enfin, les formations superficielles plus récentes sont représentées en vert clair. Les lignes noires représentent les failles et les discontinuités géologiques..... 86

**Figure IV.7.** Illustration de l'intersection entre la délimitation du bassin versant de l'Arguenon et la carte de la lithologie simplifiée du Massif armoricain. Le polygone du bassin versant est découpé par la couche vectorisée de la lithologie simplifiée à l'échelle du Massif armoricain. La surface de chaque polygone, représentant les lithologies, est ensuite divisée par la surface totale du bassin versant pour estimer la composition lithologique du bassin versant. .... 88

**Figure IV.8.** Boxplot des paramètres hydrodynamiques par unité lithologique. Les paramètres hydrodynamiques sélectionnés pour le graphique sont: a) les  $\text{Log}(K_1)$ ; b) les  $\text{Log}(D_2)$ ; et c) les  $\text{Log}(K_2/K_1)$ . .... 89

**Figure IV.9.** Classification des bassins versants selon les paramètres hydrodynamiques estimés avec le modèle à deux versants équivalents. Les paramètres représentés sont ceux qui contrôlent chacun des versants équivalents soit, a) la conductivité hydraulique  $K_1$  du versant équivalent SA et b) la diffusivité  $D_2$  du versant équivalent NSA. Les barres empilées décomposent la somme cumulée des surfaces relatives aux classes lithologiques simplifiées. En rouge, sont représentées les classes plutoniques (granitoïdes, diorites); en jaune, les classes métamorphiques (métagranitoïdes, gneiss, micaschistes); en vert, les classes métasédimentaires (schistes, grès); en bleu, les classes volcaniques et en vert clair, les formations alluviales superficielles (argiles, sables). L'intensité des couleurs permet de différencier l'âge des formations. Les indices des bassins versants, selon la valeur croissante des paramètres, sont représentés sur l'axe des abscisses..... 91

**Figure IV.10.** Classification des bassins versants selon les valeurs de  $K_2/K_1$  estimés avec le modèle à deux versants équivalents. Les barres empilées décomposent la somme cumulée des surfaces relatives aux classes lithologiques simplifiées. En rouge, sont représentées les classes plutoniques (granitoïdes, diorites); en jaune, les classes métamorphiques (métagranitoïdes, gneiss, micaschistes); en vert, les classes métasédimentaires (schistes, grès); en bleu, les classes volcaniques et en vert clair, les formations alluviales superficielles (argiles, sables). L'intensité des couleurs permet de différencier l'âge des formations. Les indices des bassins versants, selon la valeur croissante des paramètres, sont représentés sur l'axe des abscisses..... 92

**Figure IV.11.** Diagramme circulaire de la composition lithologique des bassins versants selon la valeur des a)  $K_1$  et b) des  $D_2$ . La première colonne représente le premier tiers des bassins versants dans la classification, sous forme de barres empilées, des paramètres hydrodynamiques ( $K_1 : < 3 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ ;  $D_2 : < 4 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ ), la seconde colonne représente le second tiers ( $K_1 : 3 \times 10^{-7} \text{ à } 1.2 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ ;  $D_2 : 4 \times 10^{-2} \text{ à } 6 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ ) et la dernière colonne le dernier tiers. ( $K_1 : > 1.2 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ ;  $D_2 : > 6 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ )..... 93

**Figure IV.12.** Représentation spatiale des paramètres hydrodynamiques effectifs des bassins versants estimés avec le modèle à deux versants à l'échelle du Massif armoricain. Les paramètres représentés sont les valeurs médianes a) de  $K_1$ ; et b) de  $D_2$ . Le fond de carte représente les lithologies simplifiées. En rouge sont représentées les classes plutoniques, en jaune les classes métamorphiques, en vert les classes métasédimentaires et en bleu les classes volcaniques. Les points représentent les exutoires des bassins versants. La symbologie des exutoires représente l'intensité des paramètres hydrodynamiques extraits des chroniques hydrologiques, mesurées à ces points. Les limites des bassins versants sont représentées par une ligne noire pour identifier les zones de drainage des bassins versants. .... 95

**Figure IV.13.** Représentation spatiale des  $\text{Log}(K_2/K_1)$  des bassins versants estimés avec le modèle à deux versants à l'échelle du Massif armoricain. Le fond de carte représente la carte des lithologies simplifiées. En rouge sont représentées les classes plutoniques, en jaune les classes métamorphiques, en vert les classes métasédimentaires et en bleu les classes volcaniques. Les points représentent les exutoires des bassins versants. La symbologie des exutoires représente l'intensité du contraste des deux conductivités hydrauliques extraites des chroniques hydrologiques, mesurées à ces points. Les limites des bassins versants sont représentées par une ligne noire pour identifier les zones de drainage des bassins versants. .... 96

**Figure IV.14.** Comparaison des distributions des conductivités hydrauliques estimées a) avec le modèle à deux versants équivalents ( $K_1$ ); et b) avec les essais de pompage. La courbe rouge représente la courbe d'interpolation des données et la ligne verticale bleue en pointillés représente la valeur médiane des paramètres. .... 97

**Figure IV.15.** Boxplot des conductivités hydrauliques obtenues par les mesures de forage en fonction des classes lithologiques. .... 97

**Figure V.1.** Evolution du forçage radiatif selon les scénarios RCP (figure extraite de Meinshausen et al., 2011). .... 103

**Figure V.2.** Evolution des bilans mensuels médians des forçages hydro-climatiques [mm/an], extraits à partir des projections climatiques du modèle IPSL, entre la période historique [1980-2010] et la période prospective à l'horizon moyen [2030-2050], pour les bassins versants de l'Arguenon (colonne de gauche) et du Nançon (colonne de droite). Les différentes variables climatiques sont données pour: a) et b) l'évapotranspiration; c) et d) les précipitations; e) et f) la recharge du milieu souterrain; et g) et h) le ruissellement direct à la surface. Les courbes noires sont les valeurs médianes de la période de référence historique [1980-2000], les courbes bleues sont les valeurs médianes du scénario RCP2.6 à l'horizon moyen [2030-2050], et les courbes rouges sont les valeurs médianes du scénario RCP8.5 à l'horizon moyen [2030-2050]. Les bandes colorées représentent les gammes de variabilités de ces chroniques, entre les quantiles 10 et 90. .... 105

**Figure V.3.** Evolution des bilans mensuels médians des forçages hydro-climatiques [mm/an], extraits à partir des projections climatiques du modèle IPSL, entre la période historique [1980-2000] et la période prospective à l'horizon lointain [2080-2100], pour les bassins versants de l'Arguenon (colonne de gauche) et du Nançon (colonne de droite). Les différentes variables climatiques sont données pour: a) et b) l'évapotranspiration; c) et d) les précipitations; e) et f) la recharge du milieu souterrain; et g) et h) le ruissellement direct à la surface. Les courbes noires sont les valeurs médianes de la période de référence historique [1980-2000], les courbes bleues sont les valeurs médianes du scénario RCP2.6 à l'horizon moyen [2030-2050], et les courbes rouges sont les valeurs médianes du scénario RCP8.5 à l'horizon moyen [2030-2050]. Les bandes colorées représentent les gammes de variabilités de ces chroniques, entre les quantiles 10 et 90. .... 106

**Figure V.4.** Comparaison des chroniques de recharge et de ruissellement direct fournies par le modèle de surface SURFEX, préalablement alimenté par les variables climatiques (précipitations, températures, évapotranspiration) issues des i) réanalyses historiques SAFRAN (courbe en fuchsia) et ii) de la simulation du climat sur la période historique du modèle IPSL (courbe en noir). Les données sont comparées sur leur période commune (1958 – 2010). La première colonne représente les forçages hydro-climatiques du bassin versant de l'Arguenon (a. et c.) et la seconde colonne représente les forçages du bassin versant du Nançon (b. et d.). La première ligne représente la recharge (m/s). Les courbes représentent les valeurs médianes et les bandes colorées l'écart entre les quantiles 10 et 90. Les flèches indiquent la fin de la période de récession. La seconde ligne représente le ruissellement direct (m/s)..... 108

**Figure V.5.** Hydrographes annuels médians simulés à partir des variables climatiques du modèle IPSL sur la période historique (1980-2000 en noir) et sur les périodes prospectives (2030-2050 en bleu; 2080-2100 en rouge) sur les bassins versants de l'Arguenon (1<sup>ère</sup> ligne) et du Nançon (2<sup>ème</sup> ligne). Les colonnes représentent les différents scénarios RCPs et les configurations de paramètres hydrauliques (homogène ou hétérogène). .... 111

**Figure V.6.** Ecart relatif des  $Q_{95}$  par rapport à la période historique du modèle IPSL [1980-2000] en fonction des scénarios climatiques (RCPs), du type de paramétrisation (Hétérogène ou Homogène) et du type de bassin versant (Arguenon ou Nançon). Les valeurs des écarts relatifs (du  $Q_{95}$ ) sont exprimées sous forme de pourcentages, complétés par une bande colorée dont la taille est proportionnelle à l'évolution des  $Q_{95}$ . La couleur de ces bandes colorées indique si l'évolution traduit une augmentation du  $Q_{95}$  (en bleu) ou une diminution (en rouge). .... 112

**Figure V.7.** Ecart relatif des  $QMNA_5$  par rapport à la période historique du modèle IPSL [1980-2000] en fonction des scénarios climatiques (RCPs), du type de paramétrisation (Hétérogène ou Homogène) et du type de bassin versant (Arguenon ou Nançon). Les valeurs des écarts relatifs (du  $QMNA_5$ ) sont exprimées sous forme de pourcentages, complétés par une bande colorée dont la taille est proportionnelle à l'évolution des

$QMNA_5$ . La couleur de ces bandes colorées indique si l'évolution traduit une augmentation du $QMNA_5$ (en bleu) ou une diminution (en rouge). .....	112
<b>Figure V.8.</b> Ecart du nombre de jours cumulés (sur une période de 20ans) sous le $Q_{95}$ de la période historique de référence [1980-2000] des scénarios RCP par rapport à la période historique.....	113
<b>Figure VII.1.</b> Cartes d'exploration des 79 bassins versants étudiés dans le cadre de la thèse. Nous renvoyons à la section III.3 pour une description complète des graphiques. ....	172
<b>Figure VII.2.</b> Comparaison de la représentation spatiale des conductivités hydrauliques, estimés à deux échelles: a) celle du bassin versant à partir d'une conductivité hydraulique effective extraite avec le modèle à deux versants; et b) celle du forage à partir de mesures de terrains par essais de pompage. Le fond de carte représente la carte des lithologies simplifiées. En rouge sont représentées les classes plutoniques, en jaune les classes métamorphiques, en vert les classes sédimentaires et en bleu les classes volcaniques. Les points représentent les mesures de conductivité hydrologie. La symbologie de ces points représente leur intensité. Les limites des bassins versants sont représentés par une ligne noire pour représenter les zones de drainages des bassins versants. ....	173
Figure VII.3. Analyse en composantes principales des paramètres.....	175



# Liste des tableaux

---

<b>Tableau 1.</b> Résultats de l'analyse des récessions des bassins versants de l'Arguenon et du Nançon. Les variables estimées sont les temps caractéristiques de réponse des aquifères [j] et le paramètre $b$ de la loi de puissance exprimée par Brutsaert and Nieber (1977). Le nombre de récessions sélectionnées ( $n$ ) pour estimer les variables est également inséré. Les résultats sont affichés à partir de la moyenne et de l'écart-type des variables calculés sur l'ensemble des récessions.....	30
<b>Tableau 2.</b> Gamme d'exploration des paramètres.....	38
<b>Tableau 3.</b> Calibrated parameters and model performance.....	56
<b>Tableau 4.</b> Valeurs des paramètres hydrodynamiques estimés avec le modèle à deux versants équivalents, regroupés par classe lithologique. Les paramètres considérés sont la conductivité hydraulique $K_1$ du versant équivalent 1 (SA), la diffusivité $D_2$ du versant équivalent 2 (NSA) et le ratio des deux conductivités $K_2/K_1$ . Les paramètres hydrodynamiques sont représentés sous leur forme logarithmique. Le nombre de bassins versants $n$ recensé pour chaque lithologie majoritaire est indiqué. ....	89
<b>Tableau 5.</b> Liste des stations hydrologiques utilisées dans la thèse pour la régionalisation de la conductivité hydraulique. L'identifiant ID correspond à la référence de la banque hydrologique nationale disponible sur Hydroportail. Les coordonnées X et Y sont celles de la station hydrologique où les données sont collectées. ....	153
<b>Tableau 6.</b> Référencement des paramètres hydrauliques médians estimés avec le modèle à deux versants équivalents. ....	155
<b>Tableau 7.</b> Référencement de la composition lithologique des bassins versants. La composition lithologique est indiquée sous forme de pourcentages. Le nom des classes lithologiques est indiqué de la façon suivante: Schistes du Briovérien (S.B); Schistes et grès du Primaire (S.P); Argiles/Sables (A/S); Volcanique (V); Métamorphique (Protérozoïque); Métamorphique (Néoprotérozoïque); Métamorphique (Paléozoïque); Plutonique (Cadomien); et Plutonique (Hercynien).....	157
<b>Tableau 8.</b> Liste des paramètres utilisés pour l'analyse en composantes principales.....	174
<b>Tableau 9.</b> Ecart relatif des débits mensuels médians (Q50) de la période 2030-2050 par rapport à la période historique 1980-2000 sur les bassins versants de l'Arguenon et du Nançon. ....	177
<b>Tableau 10.</b> Ecart relatif des débits mensuels médians (Q50) de la période 2080-2100 par rapport à la période historique 1980-2000 sur les bassins versants de l'Arguenon et du Nançon. ....	177

# Chapitre VIII. Annexes

## Annexe 1 - Liste des stations hydrologiques utilisées dans la thèse

Tableau 5. Liste des stations hydrologiques utilisées dans la thèse pour la régionalisation de la conductivité hydraulique. L'identifiant ID correspond à la référence de la banque hydrologique nationale disponible sur Hydroportail. Les coordonnées X et Y sont celles de la station hydrologique où les données sont collectées.

<b>Bassin versant</b>	<b>ID</b>	<b>X (Lambert 93)</b>	<b>Y (Lambert 93)</b>	<b>Surface (km<sup>2</sup>)</b>
<b>Aber-Benoit</b>	FRJ3213020	153861	6850521	27.4
<b>Aber-Ildut</b>	FRJ3323020	132967	6844862	89.5
<b>Aber-Wrach (Drennec)</b>	FRJ3205710	157220	6851005	24
<b>Aber-Wrach (Loc)</b>	FRJ3204030	154672	6854120	78.7
<b>Aff (Paimpont)</b>	FRJ8602410	316560	6777182	30.2
<b>Aff (Quelneuc)</b>	FRJ8632410	320637	6759826	334
<b>Arguenon</b>	FRJ1103010	305570	6824711	104
<b>Blavet (Kerien)</b>	FRJ5202110	237725	6828461	20.6
<b>Canut-Nord</b>	FRJ7513010	327811	6777901	26.3
<b>Careil</b>	FRJ7356010	328853	6784875	14
<b>Chateaubriant</b>	FRJ7803020	371179	6744540	61.5
<b>Chevre</b>	FRJ7083110	365833	6796501	153
<b>Cheze (Plelan)</b>	FRJ7364220	324472	6779605	9.3
<b>Cheze (St Thurial)</b>	FRJ7364210	331206	6781056	29
<b>Claie (St Jean)</b>	FRJ8433020	273656	6762669	135
<b>Coet-Organ</b>	FRJ5704810	237193	6774264	47.7
<b>Douffine</b>	FRJ3834010	176707	6818946	138
<b>Dourduff</b>	FRJ2514010	201590	6855584	45
<b>Douron</b>	FRJ2404010	210153	6849065	24.7
<b>Elle (Priziac)</b>	FRJ4712020	217917	6790732	145
<b>Elorn (Commana)</b>	FRJ3403020	182402	6832320	9.7
<b>Elorn (Plouedern)</b>	FRJ3413030	167042	6843154	260
<b>Elorn (Sizun)</b>	FRJ3403010	180695	6833078	24
<b>Evel</b>	FRJ5613010	254000	6772493	316
<b>Evron</b>	FRJ1324010	286124	6835808	142
<b>Flume</b>	FRJ7214010	344949	6797491	93
<b>Fremeur (Guenin)</b>	FRJ5618310	255903	6776413	15.1
<b>Fremeur (Plumeliau)</b>	FRJ5618320	255932	6776555	5.88
<b>Fremur (Henanbihen)</b>	FRJ1205410	305041	6846021	67.8
<b>Garun</b>	FRJ7344010	329020	6797251	95.2
<b>Gouessant</b>	FRJ1313010	288863	6834984	244
<b>Gouet</b>	FRJ1513010	269016	6832185	138
<b>Guic</b>	FRJ2213110	213828	6842804	7.3
<b>Guillec</b>	FRJ3024010	179067	6858450	43
<b>Guindy</b>	FRJ2034010	240725	6871783	125

<b>Horn</b>	FRJ3014330	183533	6856805	38.5
<b>Hyerès</b>	FRJ3733010	206347	6812298	526
<b>Ic</b>	FRJ1614010	268863	6849415	79
<b>Ille</b>	FRJ7103010	353670	6809810	103
<b>Inam</b>	FRJ4734010	212056	6792230	118
<b>Isole</b>	FRJ4803010	202959	6786302	97.3
<b>Jarlot</b>	FRJ2603010	198899	6851181	44
<b>Jaudy</b>	FRJ2023010	239153	6864255	164
<b>Jet</b>	FRJ4224010	177475	6788609	107
<b>Langelin</b>	FRJ4214510	180600	6801050	7.04
<b>Leff (Boqueho)</b>	FRJ1803010	260615	6836790	45
<b>Leff (Quemper)</b>	FRJ1813010	253936	6862194	339
<b>Lestolet</b>	FRJ5205210	238179	6827960	14.2
<b>Lie</b>	FRJ8133010	282660	6803938	296
<b>Loch</b>	FRJ6213010	251408	6752806	179
<b>Loysance</b>	FRJ0144010	372020	6823398	81.5
<b>Maudouve</b>	FRJ1524010	268082	6834560	24.2
<b>Meu (Gaël)</b>	FRJ7313010	312118	6793547	135
<b>Meu (Montfort)</b>	FRJ7353010	332392	6792413	468
<b>Mignonne</b>	FRJ3514010	166613	6834036	70
<b>Moros</b>	FRJ4514010	186796	6776080	20.1
<b>Mougau-Bihan</b>	FRJ3404110	182977	6833659	8.7
<b>Nancon</b>	FRJ0014010	389358	6816630	67
<b>Neal</b>	FRJ0626610	326084	6808862	82
<b>Odet (Ergue)</b>	FRJ4211910	173957	6790824	205
<b>Odet (Quimper)</b>	FRJ4231911	172783	6789668	329
<b>Oust (St Martin)</b>	FRJ8002320	258232	6819089	29
<b>Penze</b>	FRJ2723010	189998	6854106	141
<b>Pont-Abbe</b>	FRJ4124420	159764	6781187	32.1
<b>Queffleuth</b>	FRJ2614020	196175	6851544	96
<b>Quilloury</b>	FRJ1105810	301658	6821438	38.5
<b>Rance (Guenroc)</b>	FRJ0621610	325225	6813778	380
<b>Rance (St Jouan)</b>	FRJ0611610	316728	6807388	153
<b>Rosette</b>	FRJ1114010	311219	6820125	102
<b>Scorff</b>	FRJ5102210	220941	6775624	300
<b>Semnon</b>	FRJ7633010	353976	6761233	383
<b>Serein</b>	FRJ7355010	325098	6783857	12
<b>Styval</b>	FRJ4515420	186625	6776584	23.9
<b>Trieux</b>	FRJ1711710	248581	6837823	183
<b>Troyon</b>	FRJ4125720	159125	6781221	12.4
<b>Urne</b>	FRJ1405310	275188	6833965	40.4
<b>Valiere</b>	FRJ7024010	392983	6786761	31
<b>Vaunoise</b>	FRJ7373110	339205	6793155	61
<b>Yar</b>	FRJ2314910	216004	6858690	59

## Annexe 2 – Paramètres hydrodynamiques médians estimés

Tableau 6. Référencement des paramètres hydrauliques médians estimés avec le modèle à deux versants équivalents.

<b>Bassin versant</b>	<b>Log <math>K_1</math></b>	<b><math>\phi_1 d</math> [m]</b>	<b>Log <math>K_2</math></b>	<b><math>\phi_2 d</math> [m]</b>	<b>Log <math>K_2 d/\phi_2</math></b>	<b>Log <math>K_2/K_1</math></b>
Aber-Benoit	-5,41	7,67	-3,68	7,67	-1,58	1,73
Aber-Ildut	-5,52	6,75	-3,47	7,36	-1,36	2,14
Aber-Wrach (Drennec)	-5,41	6,45	-3,68	7,67	-1,62	1,73
Aber-Wrach (Loc)	-5,31	3,70	-3,68	7,67	-1,56	1,73
Aff (Paimpont)	-6,84	4,61	-3,17	7,67	-1,10	3,67
Aff (Quelneuc)	-7,05	7,06	-3,17	7,67	-1,08	3,88
Arguenon	-6,94	5,53	-2,86	6,45	-0,70	4,08
Blavet (Kerien)	-5,92	6,75	-3,47	7,36	-1,39	2,45
Canut-Nord	-6,74	7,97	-2,96	6,75	-0,89	3,67
Careil	-6,64	3,08	-4,90	1,86	-0,65	1,73
Chateaubriant	-6,03	7,36	-3,07	7,06	-0,97	2,96
Cheze (Plelan)	-6,84	8,28	-2,86	4,31	-0,62	3,88
Cheze (St Thurial)	-6,33	0,95	-2,86	2,17	-0,40	3,47
Claie (St Jean)	-5,92	6,14	-3,07	7,06	-0,93	2,86
Coet-Organ	-5,72	3,70	-2,86	4,31	-0,62	2,76
Douffine	-6,13	5,53	-3,37	5,84	-1,18	2,96
Dourduff	-5,92	6,45	-3,37	7,36	-1,24	2,65
Douron	-5,72	7,06	-3,47	7,06	-1,41	2,24
Elle (Priziac)	-6,33	7,67	-3,47	7,36	-1,46	2,76
Elorn (Commana)	-5,41	7,97	-3,17	6,45	-1,03	2,24
Elorn (Plouedern)	-5,62	7,67	-3,37	7,06	-1,27	2,35
Elorn (Sizun)	-5,21	11,03	-4,60	8,89	-2,23	0,61
Evel	-6,94	7,67	-3,37	7,67	-1,26	3,57
Evron	-7,05	7,67	-3,27	7,67	-1,15	3,78
Flume	-6,94	7,97	-3,58	7,67	-1,48	3,27
Fremeur (Guenin)	-6,03	5,84	-3,37	7,36	-1,31	2,55
Fremeur (Plumeliau)	-6,13	6,14	-3,37	7,36	-1,25	2,76
Fremur (Henanbihen)	-7,15	8,58	-3,27	7,36	-1,19	3,88
Garun	-6,74	7,67	-3,58	7,67	-1,46	3,16
Gouessant	-6,84	7,97	-3,37	7,67	-1,28	3,47
Gouet	-6,13	7,36	-3,47	7,36	-1,40	2,65
Guic	-6,33	7,67	-3,27	7,36	-1,22	3,06
Guillec	-5,41	6,75	-3,47	7,06	-1,35	1,94
Guindy	-5,82	6,45	-3,58	7,67	-1,50	2,24
Horn	-5,41	4,61	-4,09	7,67	-2,00	1,22
Hyeres	-6,74	7,67	-3,37	7,36	-1,29	3,37
Ic	-6,13	4,61	-3,58	7,67	-1,45	2,55
Ille	-6,33	7,97	-3,47	7,36	-1,39	2,96
Inam	-5,56	0,95	-2,86	0,64	0,06	2,65

Isole	-6,33	7,67	-3,68	7,36	-1,59	2,55
Jarlot	-5,82	5,53	-3,47	7,36	-1,43	2,35
Jaudy	-6,54	7,67	-3,58	7,36	-1,50	3,06
Jet	-5,82	3,08	-3,37	7,36	-1,31	2,45
Langelin	-6,23	7,97	-3,17	6,45	-1,07	3,06
Leff (Boqueho)	-6,13	5,84	-3,47	7,36	-1,43	2,55
Leff (Quemper)	-6,84	8,89	-2,96	7,36	-0,88	3,78
Lestolet	-5,72	6,14	-3,58	7,67	-1,45	2,14
Lie	-6,33	7,67	-3,58	7,06	-1,51	2,76
Loch	-6,03	7,06	-3,47	7,36	-1,40	2,55
Loysance	-5,82	6,45	-3,98	7,67	-1,89	1,84
Maudouve	-6,54	6,14	-3,37	7,36	-1,31	3,16
Meu (Gaël)	-7,05	8,89	-3,27	7,36	-1,21	3,67
Meu (Montfort)	-6,94	7,97	-3,27	7,67	-1,21	3,57
Mignonne	-6,33	7,97	-3,58	6,75	-1,47	2,86
Moros	-5,72	2,17	-3,47	7,36	-1,38	2,14
Mougau-Bihan	-5,41	7,36	-3,37	7,36	-1,29	2,14
Nancon	-5,62	7,36	-4,09	7,67	-2,00	1,63
Neal	-6,84	8,89	-3,27	7,67	-1,22	3,57
Odet (Ergue)	-5,92	7,36	-3,37	7,06	-1,27	2,65
Odet (Quimper)	-5,92	7,06	-3,37	7,36	-1,25	2,55
Oust (St Martin)	-6,74	7,97	-3,47	7,36	-1,38	3,16
Penze	-5,92	6,75	-3,27	7,36	-1,22	2,65
Pont-Abbe	-5,82	4,92	-3,47	7,36	-1,37	2,35
Queffleuth	-5,92	5,53	-3,27	7,36	-1,23	2,65
Quilloury	-7,25	7,67	-3,17	7,67	-1,12	3,98
Rance (Guenroc)	-6,84	7,97	-3,37	7,67	-1,27	3,47
Rance (St Jouan)	-6,74	8,28	-3,68	7,67	-1,59	3,06
Rosette	-6,94	7,67	-3,37	7,67	-1,30	3,47
Scorff	-5,92	5,53	-3,37	7,36	-1,28	2,55
Semnon	-7,15	7,97	-2,86	2,48	-0,35	4,29
Serein	-6,64	5,53	-2,86	5,22	-0,70	3,78
Styval	-5,72	1,86	-3,47	6,75	-1,33	2,24
Trieux	-6,13	5,53	-3,37	7,36	-1,33	2,65
Troyon	-5,92	1,86	-3,37	6,75	-1,28	2,45
Urne	-6,74	7,67	-3,47	7,36	-1,42	3,27
Valiere	-6,43	8,28	-3,78	7,36	-1,45	2,76
Vaunoise	-6,54	4,92	-3,68	7,67	-1,58	2,96
Yar	-5,82	6,14	-3,47	7,36	-1,34	2,45

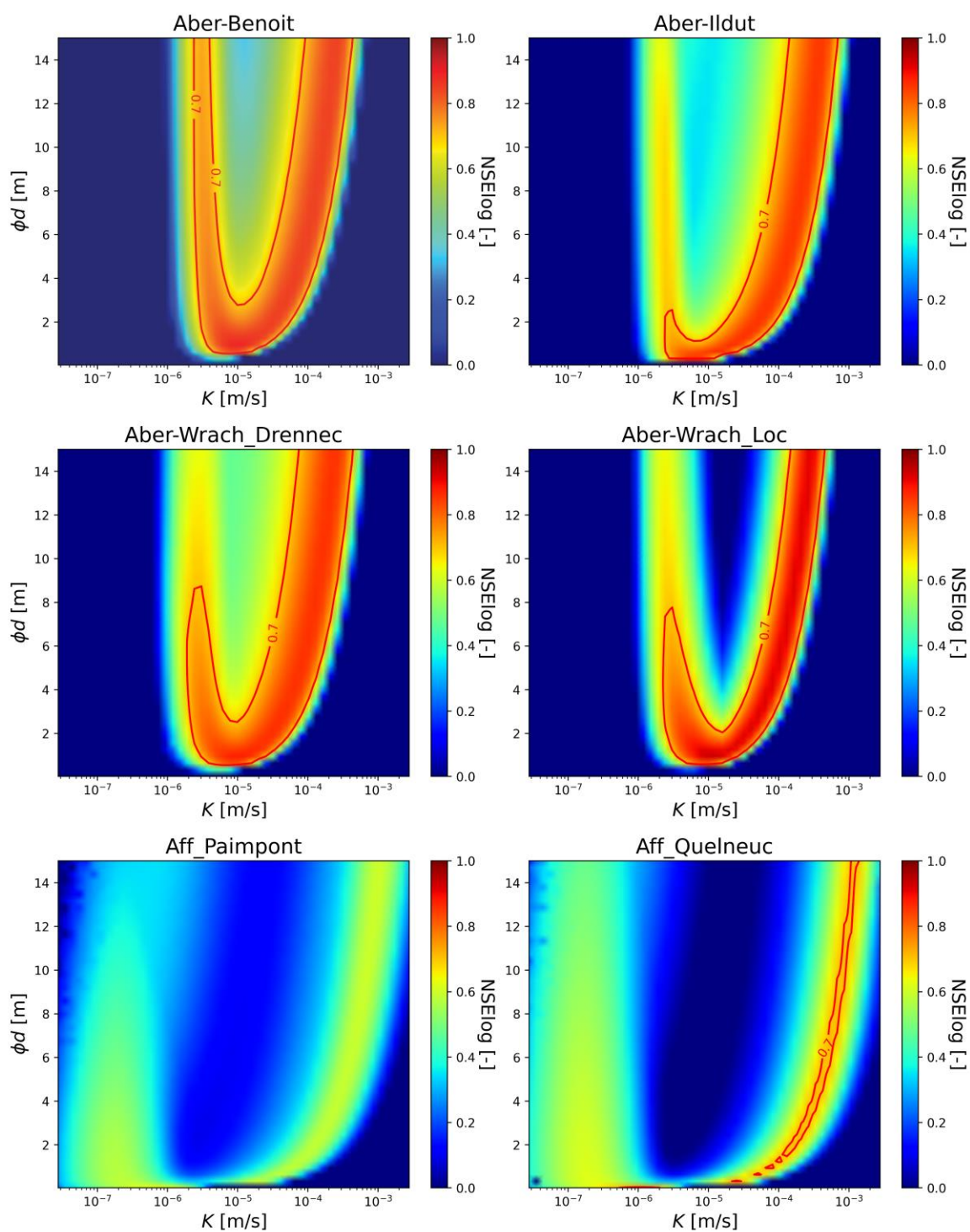
### Annexe 3 – Composition lithologique des bassins versants

Tableau 7. Référencement de la composition lithologique des bassins versants. La composition lithologique est indiquée sous forme de pourcentages. Le nom des classes lithologiques est indiqué de la façon suivante: Schistes du Briovérien (S.B); Schistes et grès du Primaire (S.P); Argiles/Sables (A/S); Volcanique (V); Métamorphique (Protérozoïque); Métamorphique (Néoprotérozoïque); Métamorphique (Paléozoïque); Plutonique (Cadomien); et Plutonique (Hercynien)

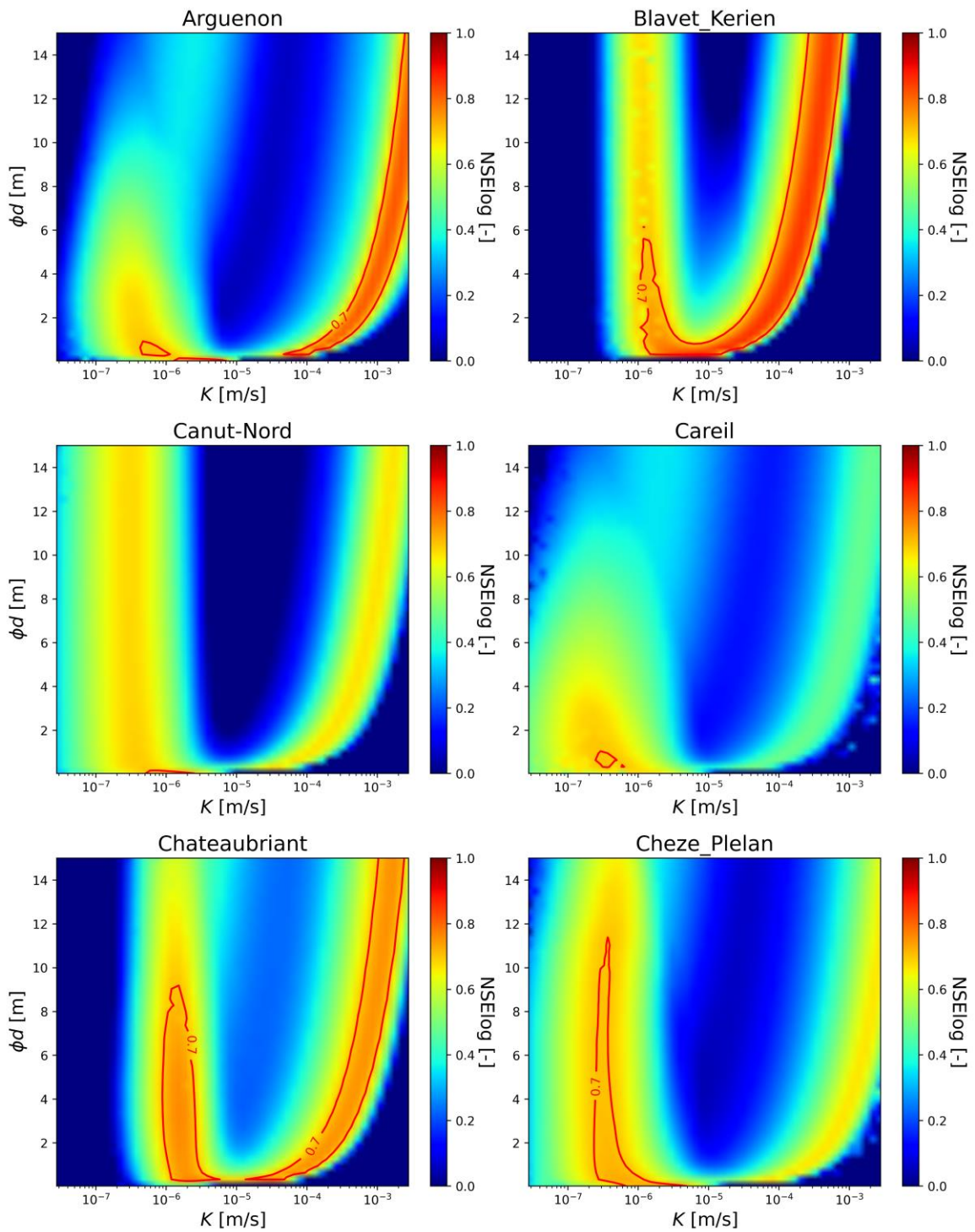
<b>Bassin versant</b>	<b>S.B</b>	<b>S.P</b>	<b>A/S</b>	<b>V</b>	<b>M(Pr)</b>	<b>M(N)</b>	<b>M(Pa)</b>	<b>P(C)</b>	<b>P(H)</b>
Aber-Benoit	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	99,0
Aber-Ildut	0,0	0,0	5,1	0,0	0,0	20,5	8,3	0,0	66,1
Aber-Wrach (Drennec)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
Aber-Wrach (Loc)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	18,9	0,0	0,0	81,1
Aff (Paimpont)	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Aff (Quelneuc)	46,9	50,1	1,4	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Arguenon	49,6	16,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,7	26,7
Blavet (Kerien)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
Canut-Nord	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Careil	19,0	81,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Chateaubriant	51,2	35,7	13,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cheze (Plelan)	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cheze (St Thuriel)	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Claie (St Jean)	2,0	4,7	0,0	0,0	0,0	45,3	0,0	0,0	48,0
Coet-Organ	2,3	0,0	0,0	0,0	0,0	4,1	0,0	0,0	93,5
Douffine	0,0	95,1	0,0	4,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Dourduff	48,7	27,2	0,0	1,8	0,0	0,0	0,0	0,0	21,4
Douron	8,1	4,9	0,0	0,0	0,0	6,0	66,4	0,0	14,6
Elle (Priziac)	13,3	10,7	15,5	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	60,3
Elorn (Commana)	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Elorn (Plouedern)	9,3	50,8	0,0	0,0	0,0	6,1	20,9	0,0	12,9
Elorn (Sizun)	0,0	68,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	31,7
Evel	96,8	0,0	0,0	0,0	0,0	2,9	0,0	0,0	0,2
Evron	35,2	4,2	8,4	0,0	4,1	0,0	0,0	16,1	32,0
Flume	87,2	10,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	0,0
Fremeur (Guenin)	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fremeur (Plumeliau)	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fremur (Henanbihen)	71,6	0,0	0,0	0,0	19,3	0,0	0,0	9,1	0,0
Garun	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Gouessant	52,9	0,2	0,0	0,0	13,8	0,0	0,0	11,2	22,0
Gouet	22,1	19,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,2	55,2
Guic	16,0	19,7	0,0	0,0	0,0	20,8	0,0	0,0	43,5
Guillec	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	89,4	0,0	0,0	10,6
Guindy	5,3	0,0	0,0	0,0	5,6	0,0	0,0	14,7	49,4
Horn	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	93,6	5,9	0,0	0,0

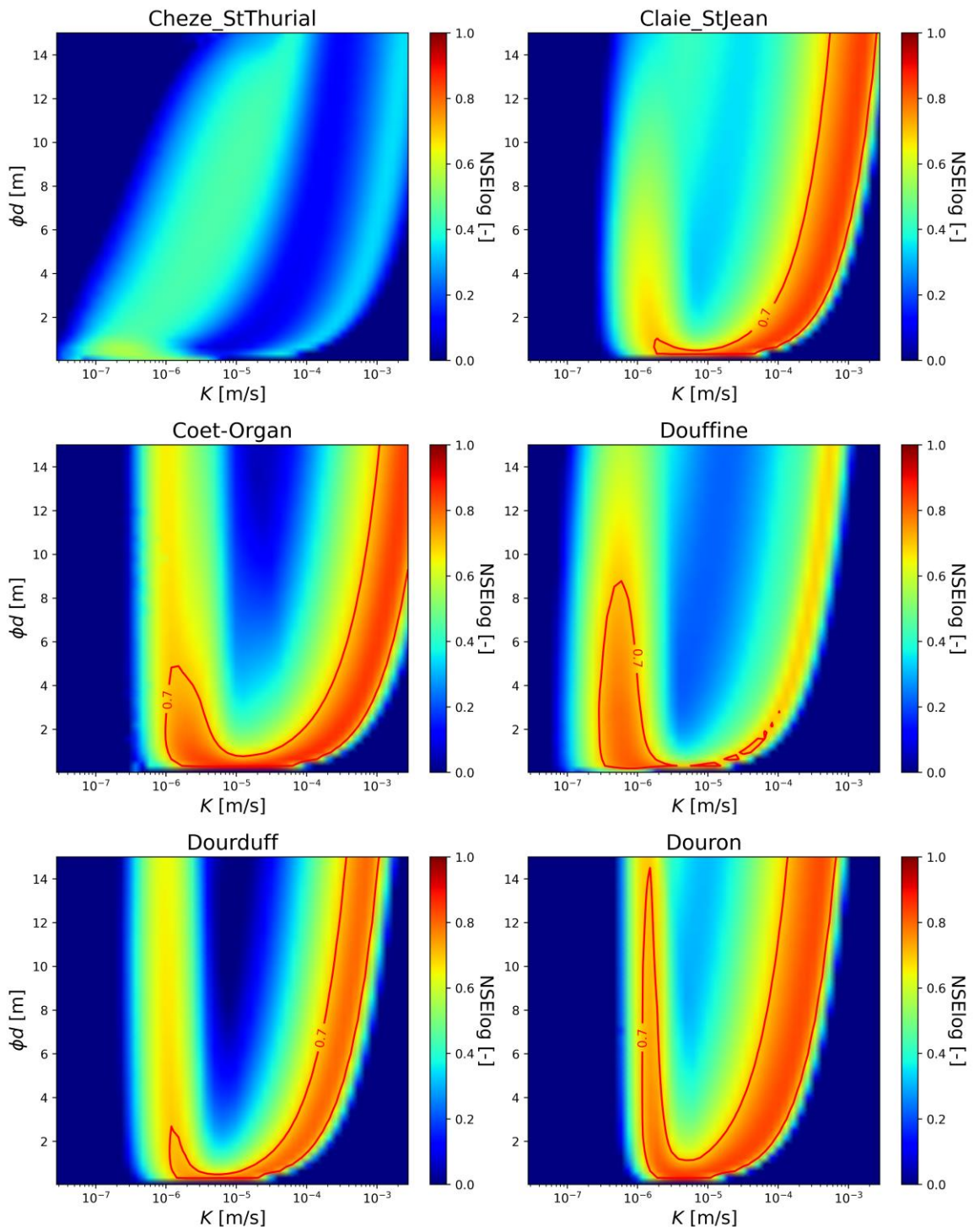
<b>Hyeres</b>	18,9	69,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1	10,5
<b>Ic</b>	34,5	0,0	0,0	0,0	52,2	0,0	0,0	13,3	0,0
<b>Ille</b>	86,0	1,5	3,5	0,0	0,0	0,0	0,0	8,7	0,2
<b>Inam</b>	45,1	1,6	0,0	0,0	0,0	27,1	0,0	0,0	26,3
<b>Isole</b>	27,4	0,2	0,0	0,0	0,0	56,6	0,0	0,0	15,8
<b>Jarlot</b>	3,6	18,2	0,0	0,0	0,0	3,1	44,7	0,0	30,4
<b>Jaudy</b>	1,5	1,3	0,0	0,0	25,0	0,0	3,2	40,4	28,5
<b>Jet</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	48,6	0,7	0,0	50,8
<b>Langelin</b>	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<b>Leff (Boqueho)</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	7,1	0,0	0,0	5,3	87,5
<b>Leff (Quemper)</b>	4,5	0,3	0,0	0,8	45,0	0,0	0,0	38,3	11,0
<b>Lestolet</b>	8,8	8,3	0,0	3,9	18,6	4,1	3,0	5,9	47,6
<b>Lie</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
<b>Loch</b>	30,7	9,5	0,0	0,0	0,0	25,2	12,0	0,0	22,6
<b>Loysance</b>	28,2	0,0	0,0	0,0	0,0	3,5	0,0	0,0	68,3
<b>Maudouve</b>	12,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	87,0	0,8
<b>Meu (Gaël)</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	36,1	0,0	0,0	0,0	63,9
<b>Meu (Montfort)</b>	97,9	0,0	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<b>Mignonne</b>	84,2	15,2	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<b>Moros</b>	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<b>Mougau-Bihan</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	53,5	0,0	46,5
<b>Nancon</b>	0,0	50,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	50,0
<b>Neal</b>	1,2	0,0	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	96,1	0,0
<b>Odet (Ergue)</b>	84,4	1,8	13,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0
<b>Odet (Quimper)</b>	38,6	16,8	0,0	0,0	0,0	28,5	1,0	0,0	15,0
<b>Oust (St Martin)</b>	23,9	10,9	0,0	0,0	0,0	35,3	0,9	0,0	29,0
<b>Penze</b>	0,0	99,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4
<b>Pont-Abbe</b>	20,6	20,7	0,0	0,0	0,0	2,5	19,4	0,0	36,8
<b>Queffleuth</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	4,4	6,0	1,3	0,0	88,3
<b>Quilloury</b>	14,2	29,6	0,0	0,0	0,0	0,0	18,8	0,0	37,4
<b>Rance (Guenroc)</b>	20,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	11,0	68,3
<b>Rance (St Jouan)</b>	71,0	9,7	4,6	0,0	0,0	5,1	0,0	3,3	6,5
<b>Rosette</b>	68,5	0,4	1,1	0,0	0,0	13,1	0,0	0,0	16,8
<b>Scorff</b>	45,6	16,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,7	35,0
<b>Semnon</b>	2,6	0,0	0,0	0,0	0,0	26,9	0,0	0,0	70,5
<b>Serein</b>	3,3	95,6	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<b>Styval</b>	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<b>Trieux</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	33,2	0,0	66,8
<b>Troyon</b>	0,0	4,9	0,0	0,0	19,3	0,0	0,0	3,0	72,8
<b>Urne</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	18,9	9,2	0,0	71,9
<b>Valiere</b>	21,7	0,0	0,0	0,0	15,7	0,0	0,0	11,4	51,2
<b>Vaunoise</b>	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<b>Yar</b>	97,8	0,0	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

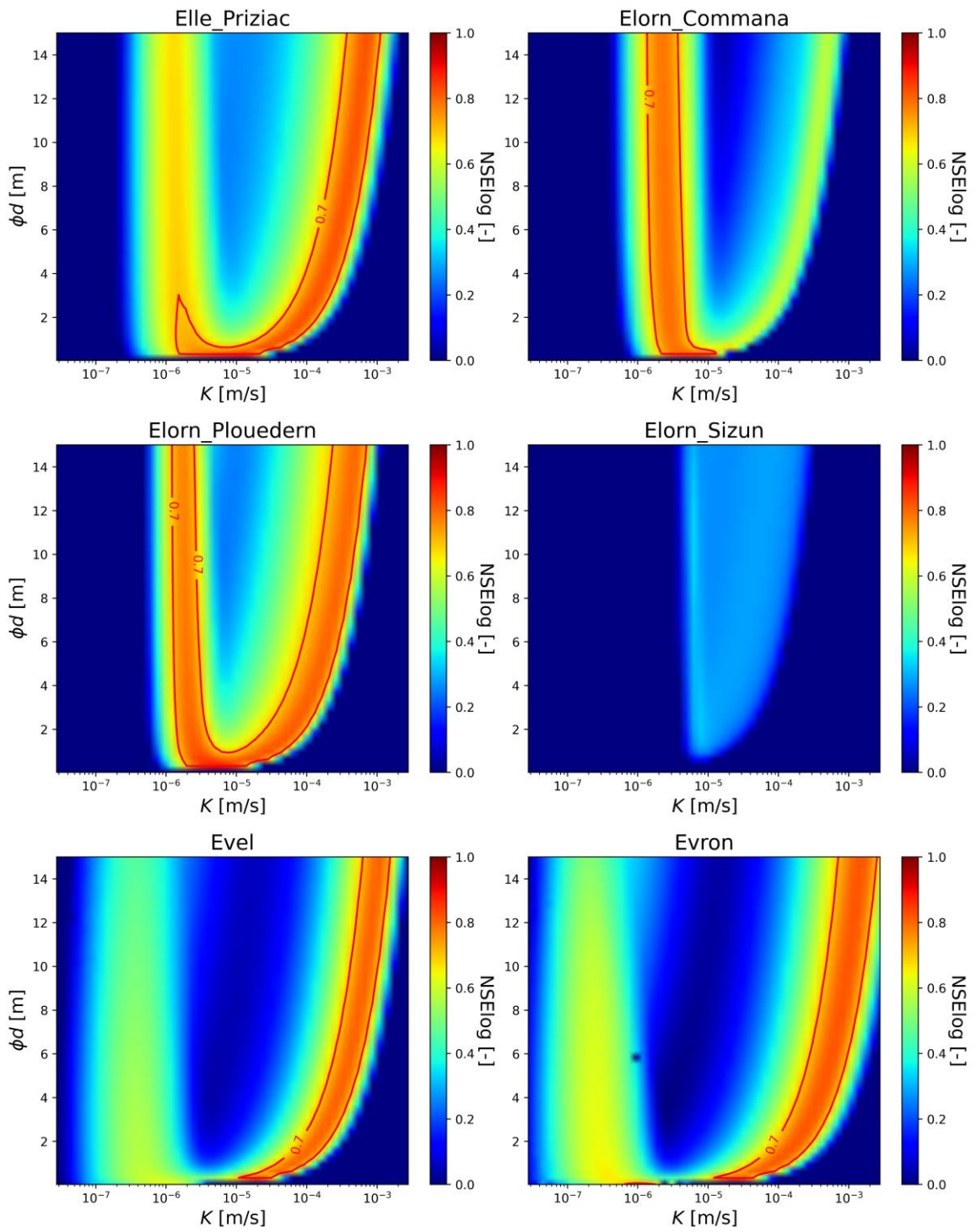
## Annexe 4 – Cartes d’exploration des paramètres hydrauliques



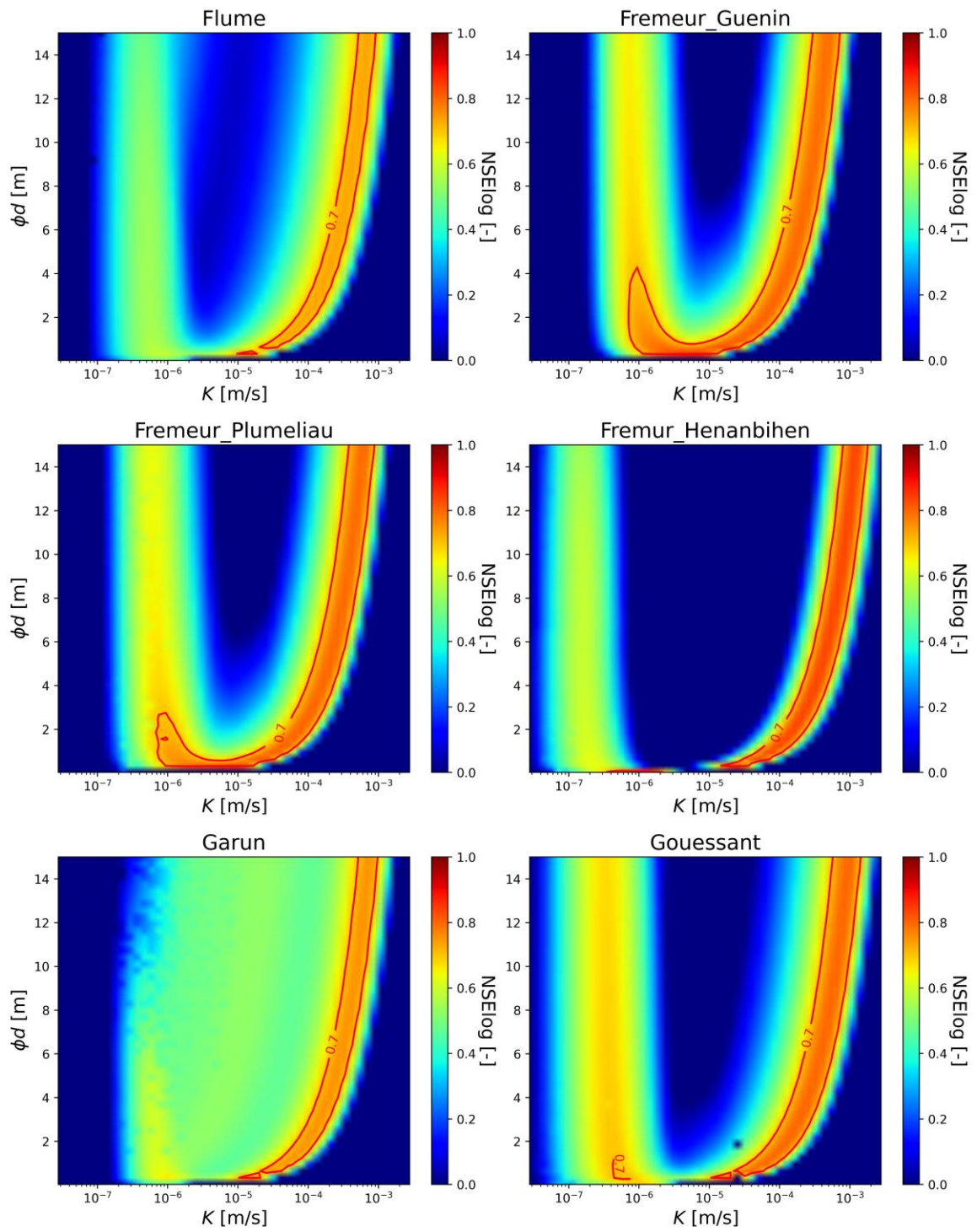


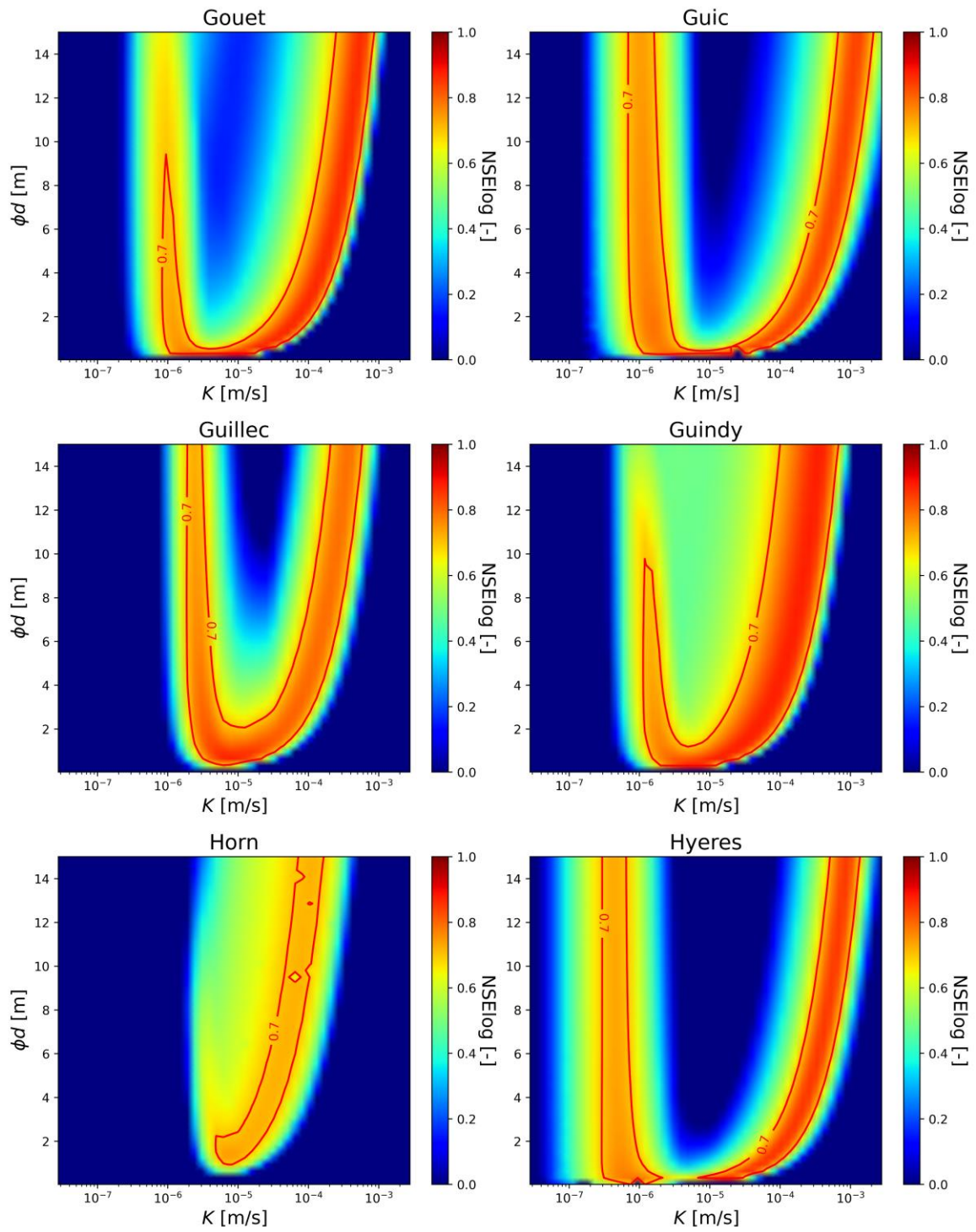


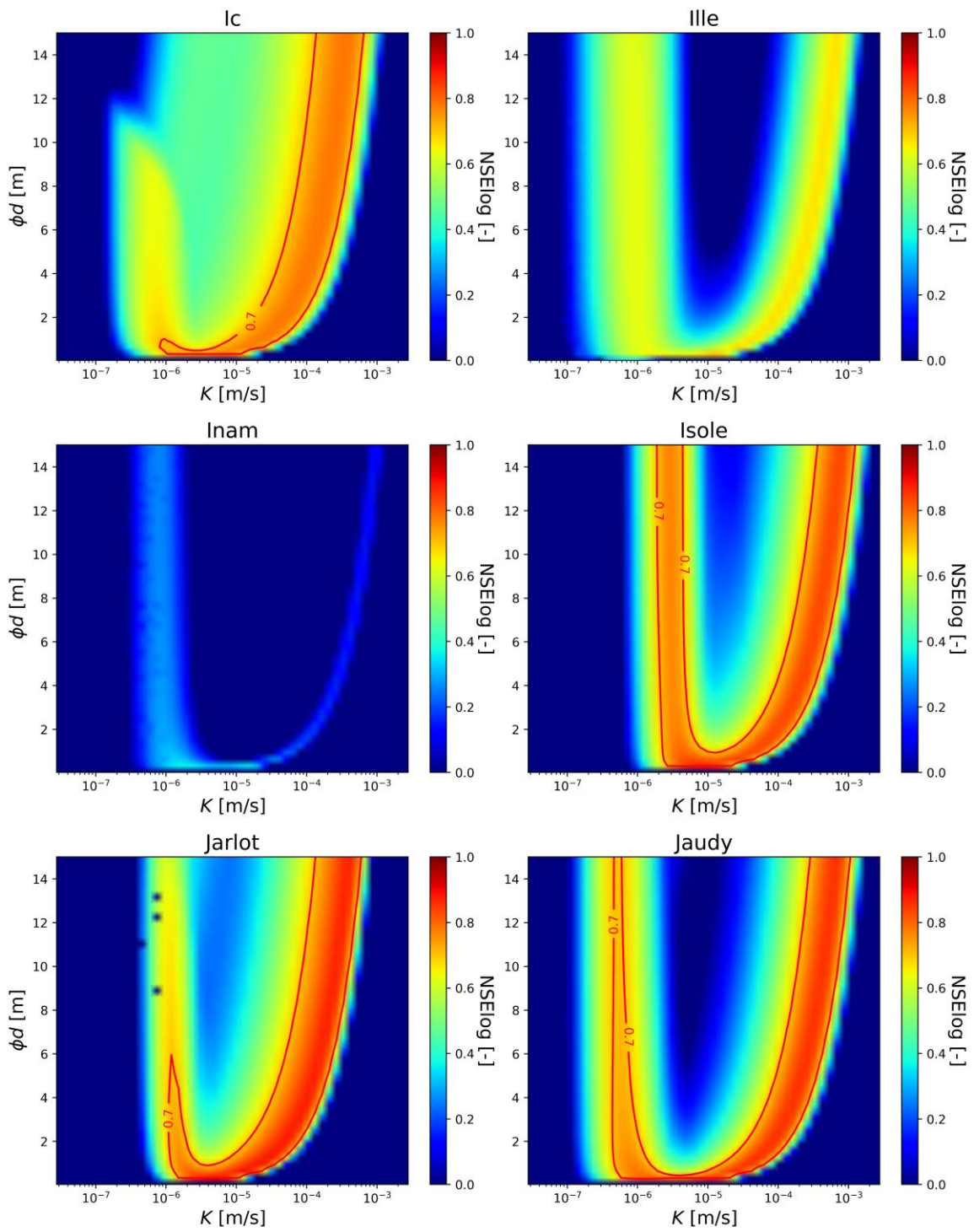


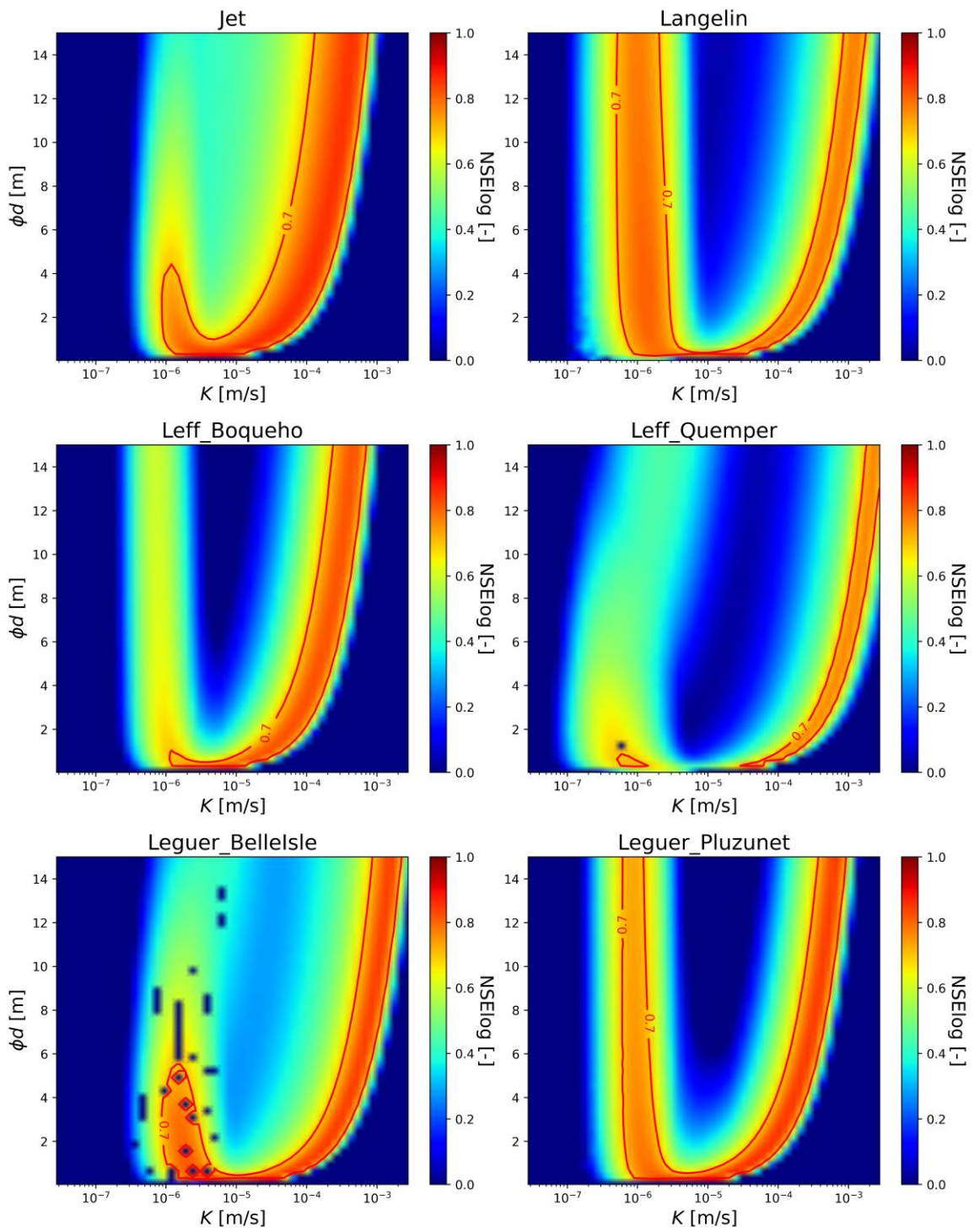




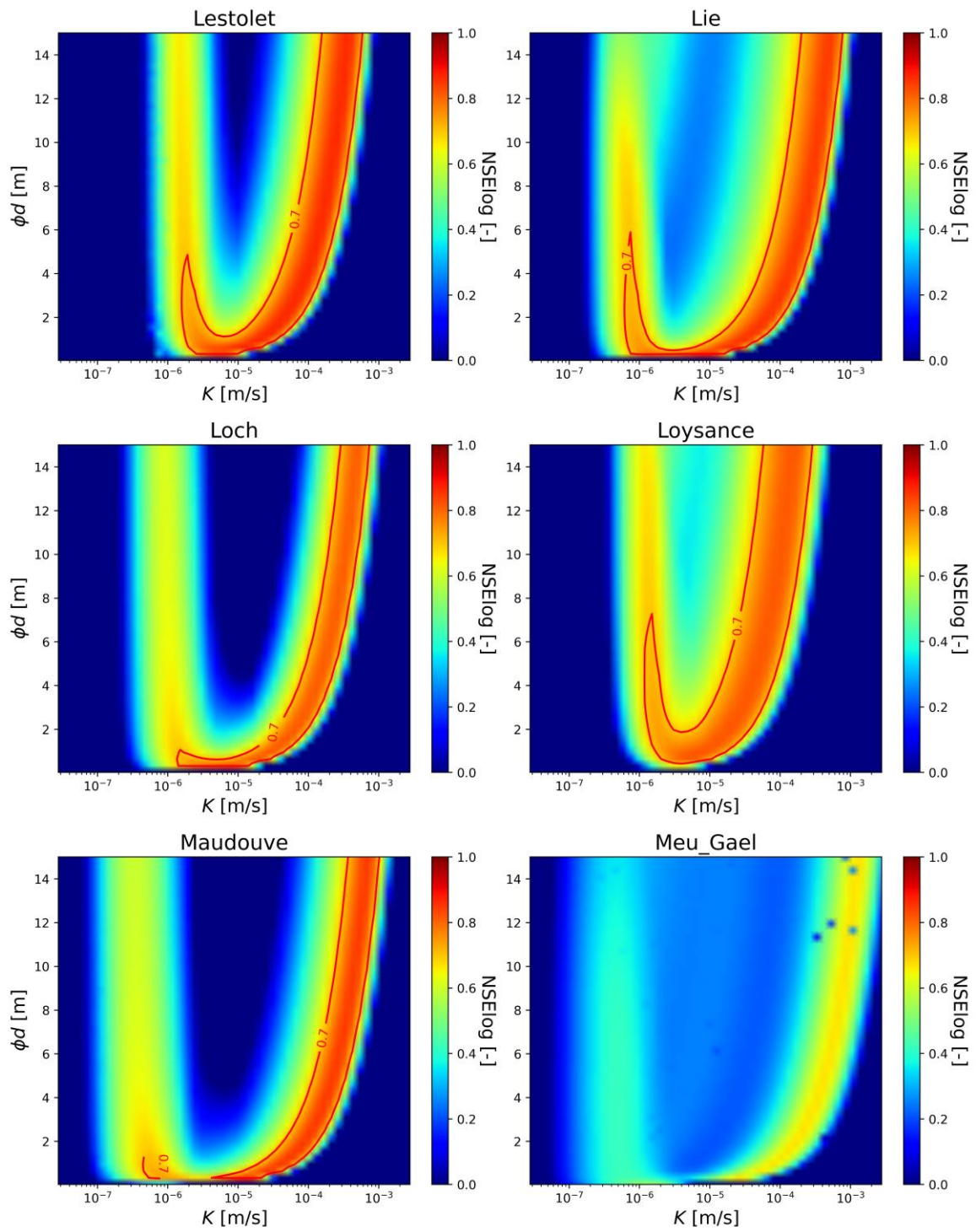




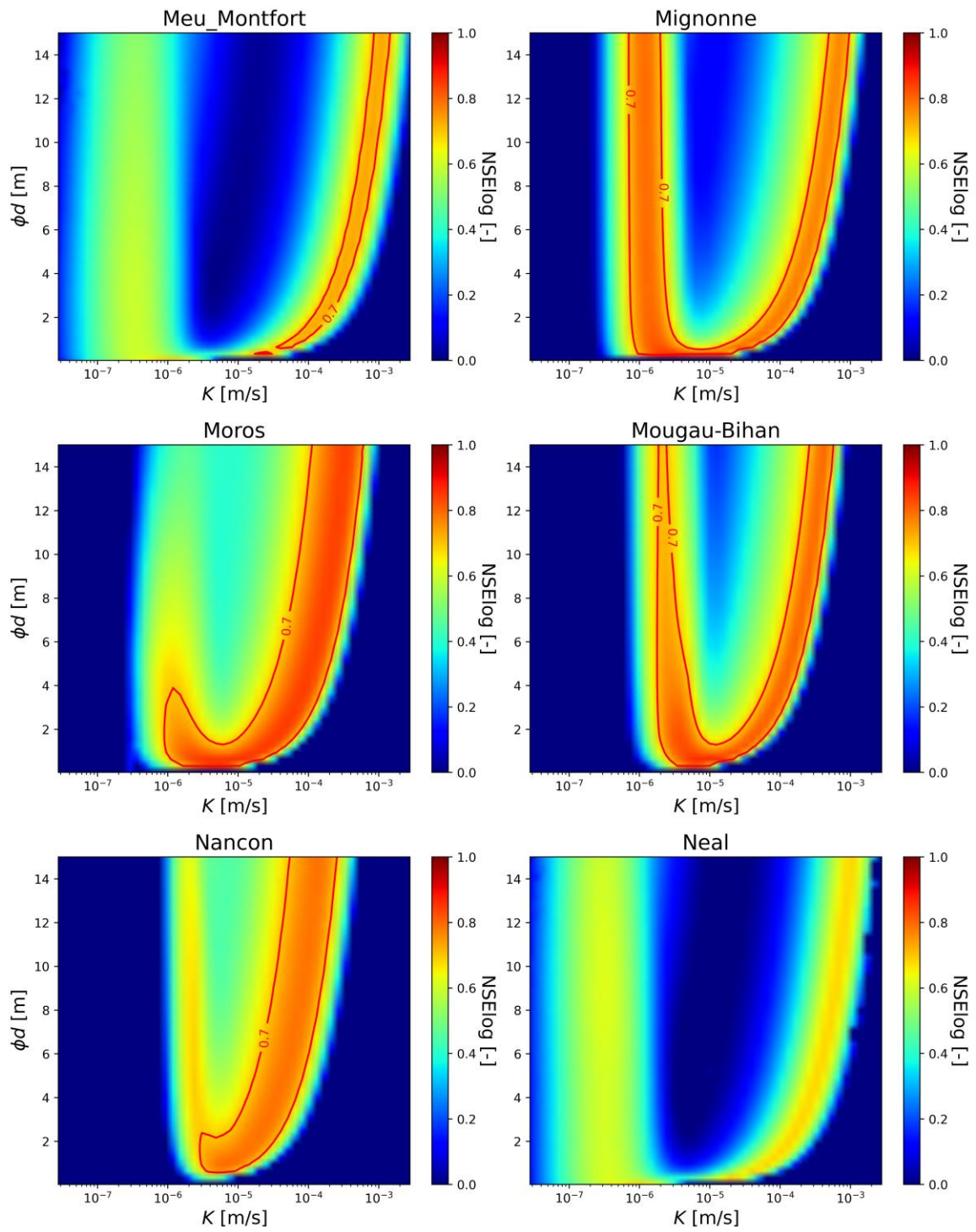


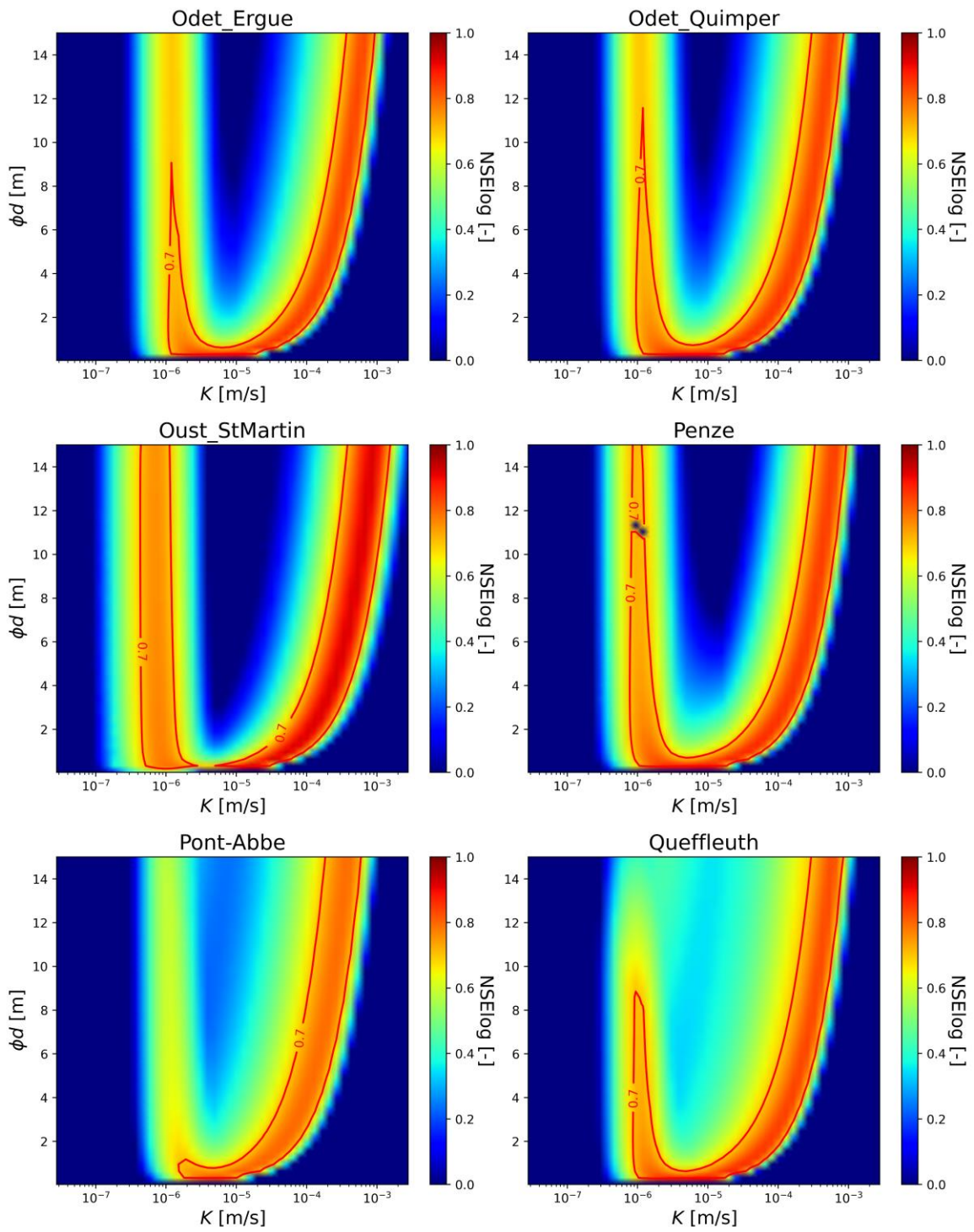


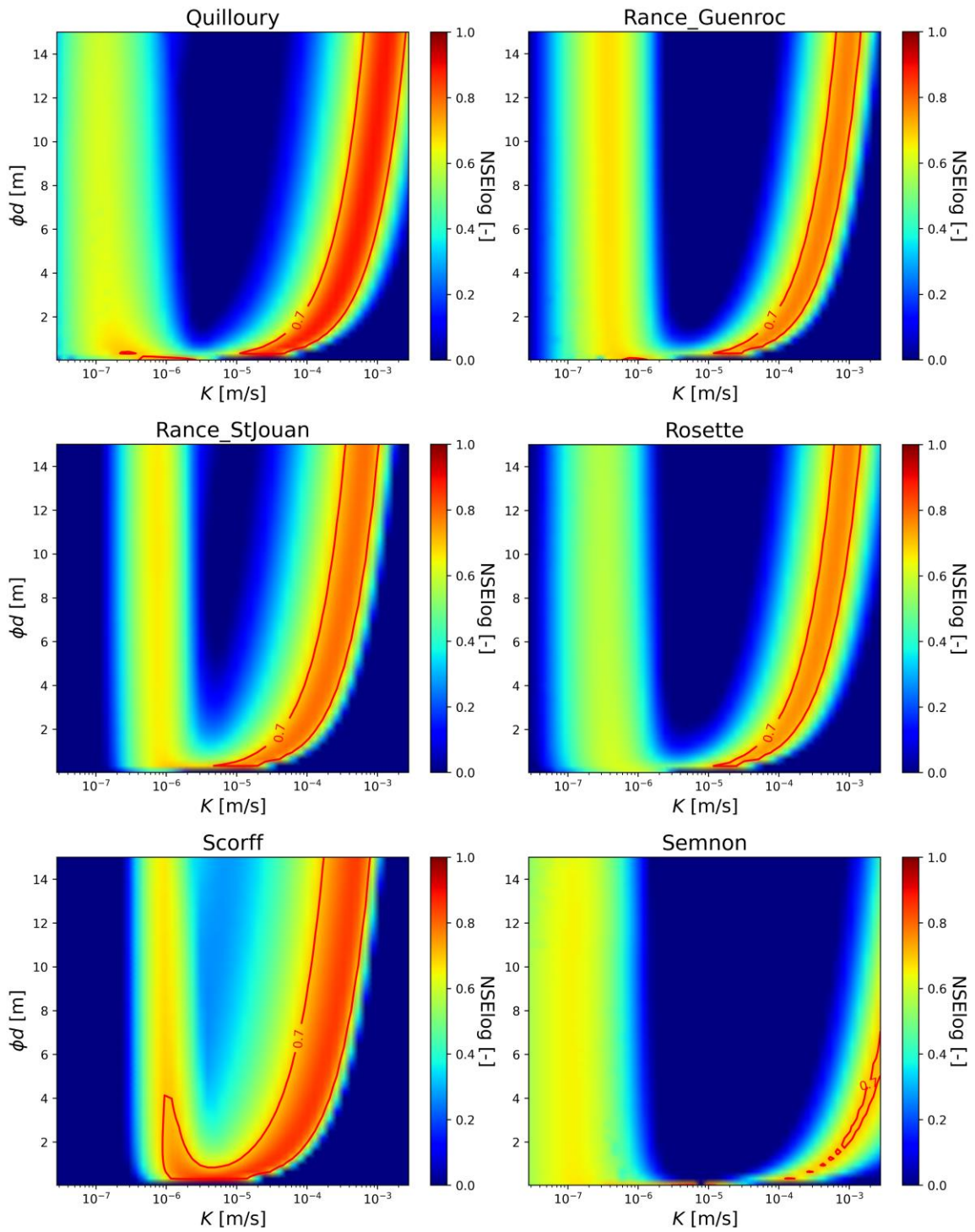


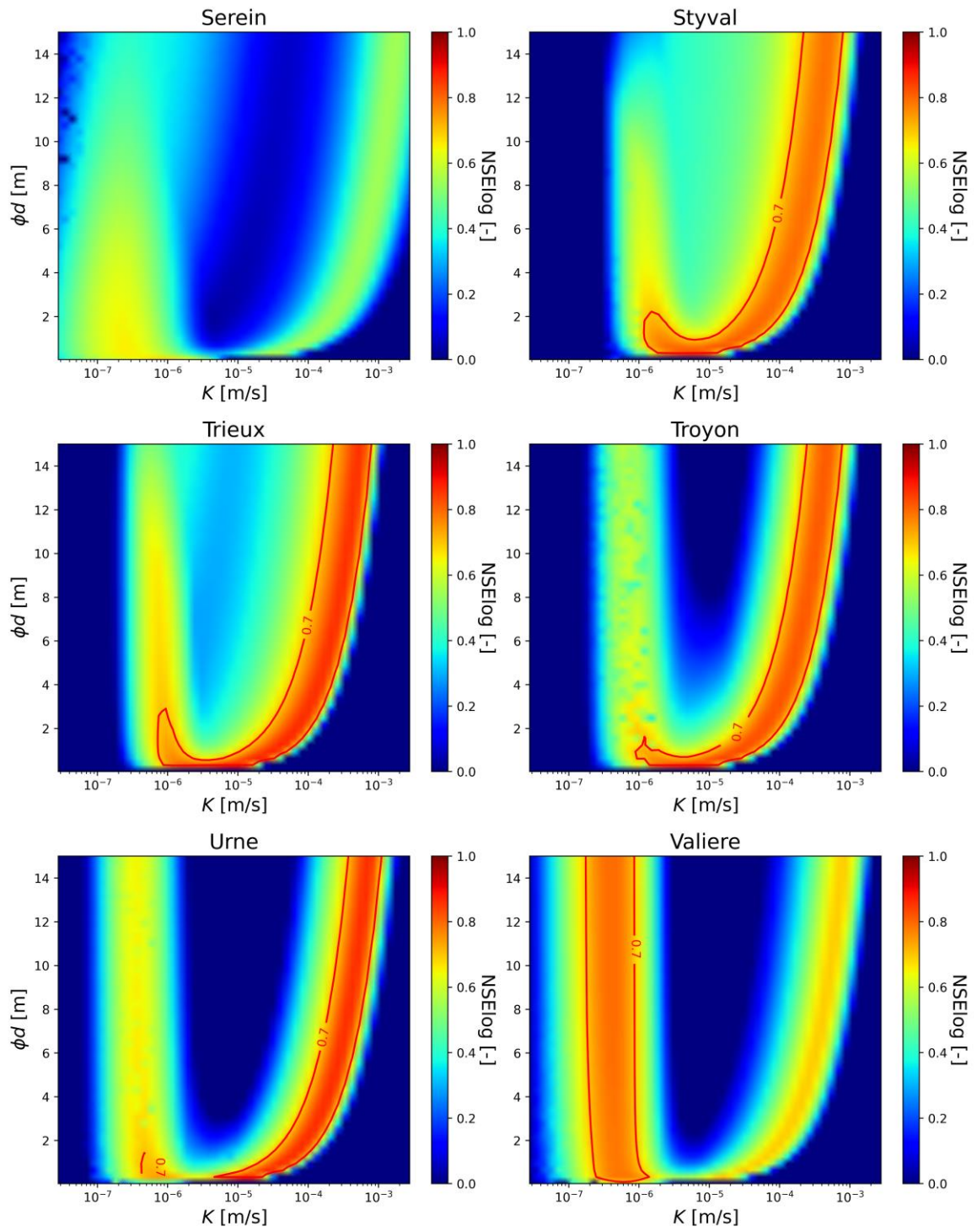














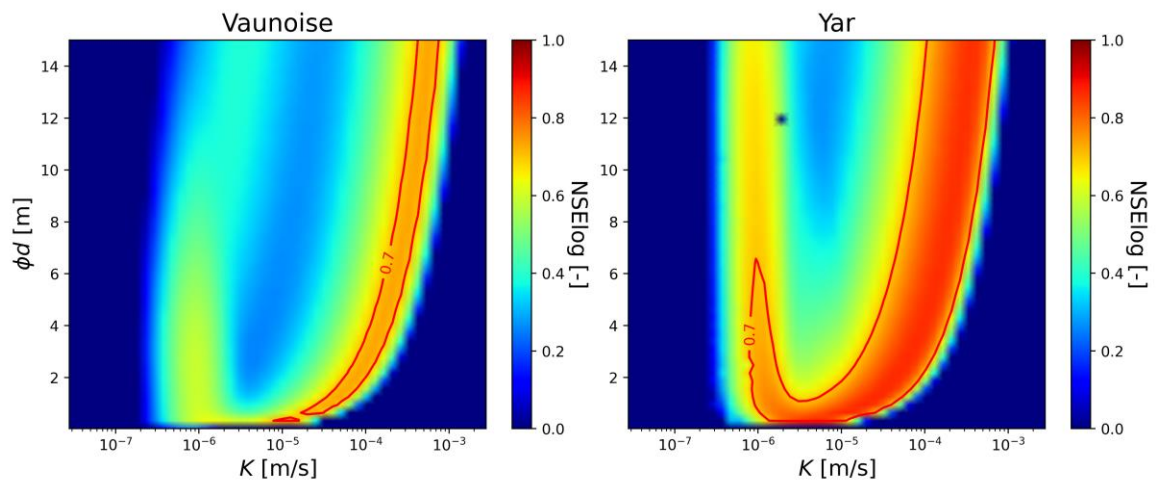
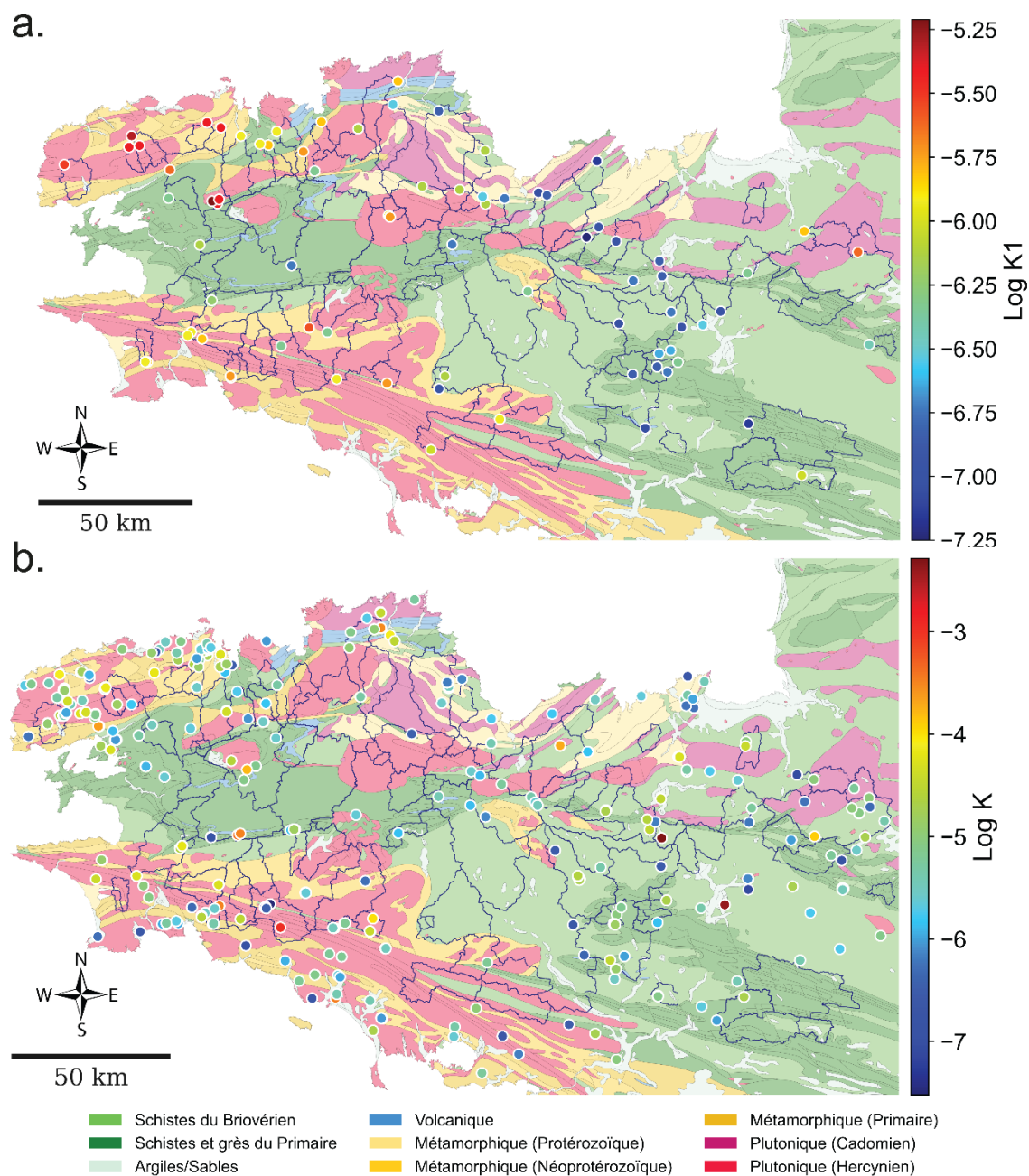


Figure VIII.1. Cartes d'exploration des 79 bassins versants étudiés dans le cadre de la thèse. Nous renvoyons à la section III.3 pour une description complète des graphiques.

## Annexe 5 – Cartographie des perméabilités mesurées en forage



**Figure VIII.2.** Comparaison de la représentation spatiale des conductivités hydrauliques, estimés à deux échelles: a) celle du bassin versant à partir d'une conductivité hydraulique effective extraite avec le modèle à deux versants; et b) celle du forage à partir de mesures de terrains par essais de pompage. Le fond de carte représente la carte des lithologies simplifiées. En rouge sont représentées les classes plutoniques, en jaune les classes métamorphiques, en vert les classes sédimentaires et en bleu les classes volcaniques. Les points représentent les mesures de conductivité hydrologique. La symbologie de ces points représente leur intensité. Les limites des bassins versants sont représentés par une ligne noire pour représenter les zones de drainages des bassins versants.

## Annexe 6 – Analyse en composantes principales (ACP)

Afin d'étudier l'influence du climat, de la géologie et de la géomorphologie sur la distribution des propriétés hydrauliques à l'échelle de la Bretagne, une analyse en composantes principales (ACP) a été effectuée. L'ACP est une méthode d'analyse statistique multivariée très utilisée s'intéressant à la description des relations entre des variables quantitatives. Cette méthode est généralement utilisée pour identifier les grandes tendances de corrélation entre différentes variables plutôt qu'à la quantification de ces corrélations. Les différentes variables utilisées dans l'analyse statistique, ainsi que leur description, sont répertoriées dans le **Tableau 8**.

Tableau 8. Liste des paramètres utilisés pour l'analyse en composantes principales.

Variables	Unité	Description
<b>Paramètres géomorphologiques</b>		
<i>Mean Slope</i>	%	Pente moyenne du versant équivalent
<i>Hillslope Length</i>	m	Longueur moyenne du versant équivalent
<i>River Length</i>	m	Longueur du tronçon hydrographique principal
<i>Area</i>	m <sup>2</sup>	Surface du bassin versant
<i>Convergence</i>	-	Ratio de convergence calculé comme le ratio entre la largeur de l'exutoire par la largeur moyenne du versant équivalent
<i>Strahler</i>	-	Ordre de Strahler
<b>Paramètres géologiques</b>		
<i>Weathered Thickness</i>	m	Épaisseur des altérites
<i>Fissured Thickness</i>	m	Épaisseur de l'horizon fissuré
<i>% Crystalline</i>	%	% de la surface du bassin versant recouvert par une lithologie correspondante aux roches cristallines (granites)
<i>% Metamorphic</i>	%	% de la surface du bassin versant recouvert par une lithologie correspondante aux roches métamorphiques (gneiss, migmatites et micaschistes)
<i>% Brioverian Schist</i>	%	% de la surface du bassin versant recouvert par une lithologie correspondante aux schistes du briovérien
<i>% Schist from Primary era</i>	%	% de la surface du bassin versant recouvert par une lithologie correspondant aux schistes primaires
<b>Paramètres climatiques</b>		
<i>Precipitation</i>	mm/an	Cumul annuel moyen des précipitations (données issues des modèles SURFEX)
<i>Evapotranspiration</i>	mm/an	Cumul annuel moyen de l'évapotranspiration (données issues des modèles SURFEX)
<b>Paramètres hydrodynamiques</b>		
<i>Specific Discharge</i>	m/s	Débit spécifique (Débit à l'exutoire/Area)
<i>Hydraulic conductivity</i>	m/s	Conductivité hydraulique estimée à travers le modèle hs1D
<i>Timescale</i>	jours	Temps caractéristique moyen de récession estimé à travers l'analyse des récessions individuelles
<b>Paramètres des récessions</b>		
Parameter a	-	Paramètre de l'équation de Brutsaert and Nieber (1977)
Parameter b	-	Paramètre de l'équation de Brutsaert and Nieber (1977)

Les résultats de l'ACP sont observables sur la Figure 16. Les 2 premières composantes de l'ACP expliquent environ 47% de la variance entre les différentes variables. Ensuite 4 groupes de variables, positivement corrélées les unes des autres, sont identifiables :

- Groupe PC1<sup>+</sup>: % Crystalline, Parameter b, Mean slope, % Metamorphic, Timescale, Evapotranspiration, Precipitation, Specific Discharge, Hydraulic conductivity.
- Groupe PC1<sup>-</sup>: % Brioverian schist, Weathered Thickness.
- Groupe PC2<sup>+</sup>: River length, area, Strahler, Hillslope length, Convergence, Parameter a.
- Groupe PC2<sup>-</sup>: Fissured Thickness, % Schist from Primary era.

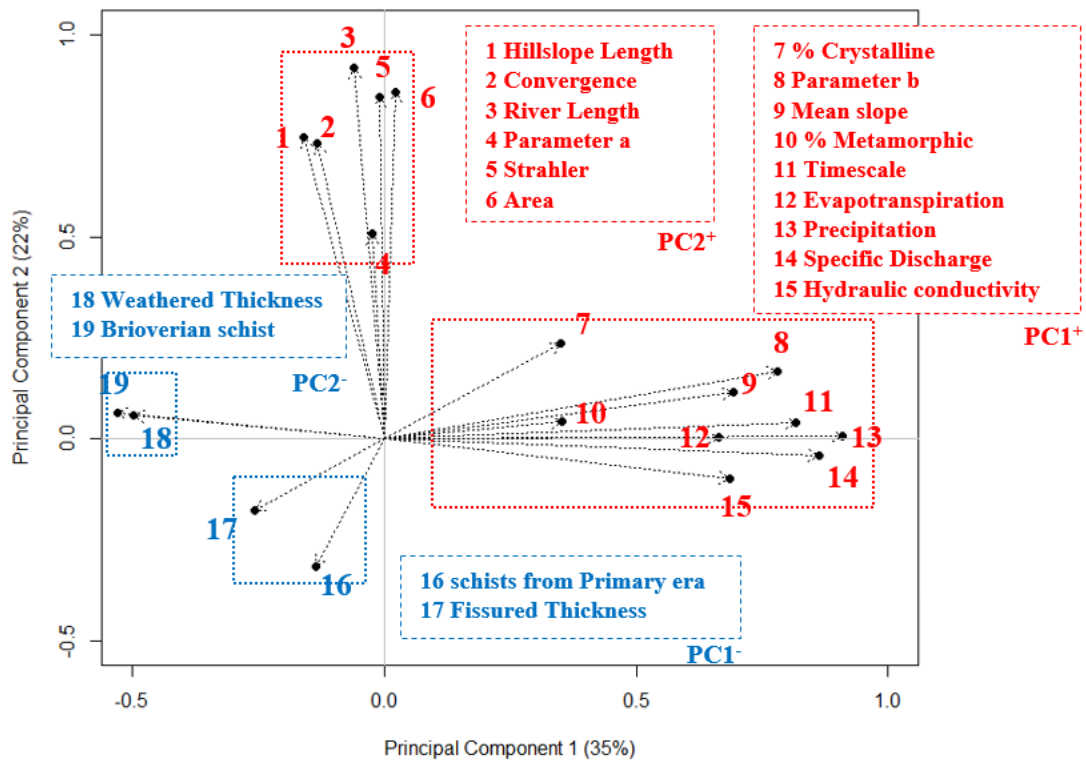


Figure VIII.3. Analyse en composantes principales des paramètres.

L'observation de la représentation graphique en 2 composantes de l'ACP permet ainsi d'identifier quelques grandes tendances sur les corrélations de paramètre notamment sur les corrélations entre les paramètres caractérisant l'hydrodynamisme du bassin versant et les paramètres caractéristiques du paysage.

1. Les paramètres hydrauliques estimés à l'échelle du bassin versant (i.e. conductivité hydraulique et temps caractéristiques) sont positivement corrélés avec les paramètres climatiques (i.e. précipitation et évapotranspiration annuel).
2. Les paramètres hydrauliques estimés à l'échelle du bassin versant (i.e. conductivité hydraulique et temps caractéristiques) sont positivement corrélés avec les classes lithologiques associées aux roches cristallines (granites) et aux roches métamorphiques (gneiss, migmatites et micaschistes) et négativement corrélés avec la classe lithologique associée aux schistes du briovérien. De plus ils ne sont pas corrélés avec la classe associée aux schistes du Primaire.
3. Les paramètres hydrauliques estimés à l'échelle du bassin versant (i.e. conductivité hydraulique et temps caractéristiques) sont positivement corrélés avec la pente moyenne du versant équivalent, paramètre caractérisant la géomorphologie et ne sont pas corrélés avec les autres paramètres caractérisant la géomorphologie du bassin versant (e.g. la surface du bassin versant, la longueur du réseau hydrographique, le taux de convergence, etc.).



4. L'épaisseur des altérites est positivement corrélée avec la classe associée aux schistes du briovérien et l'épaisseur de l'horizon fissuré est positivement corrélée avec la classe associée aux schistes du Primaire.
5. Les paramètres de l'analyse de récession (i.e. a et b) sont respectivement positivement corrélés avec la géomorphologie du bassin versant et avec les paramètres hydrauliques estimés. De plus le paramètres b est également positivement corrélé aux classes associées aux roches cristallines et métamorphiques.

## Annexe 7 - Evolution du Q<sub>50</sub> mensuel

L'écart relatif des débits mensuels médians des périodes prospectives par rapport à la période historique est représentée sous la forme d'une matrice pour les horizons moyen (**Tableau 9**) et lointain (**Tableau 10**). La symbologie de chaque cellule informe de l'évolution des valeurs des débits médians. Une diminution des débits se transcrit par une teinte rouge et une valeur négative. Une augmentation des débits se transcrit par une teinte bleue et une valeur positive. Les deux bassins versants (Arguenon et Nançon) montrent une évolution différente à un changement de forçage hydro-climatique.

Le bassin versant de l'Arguenon a des variations de débits mensuels médians plus importants que ce soit sur la période de recharge (jusqu'à +31.2% pour un modèle hétérogène pour le mois de Février) ou sur la période de récessions saisonnières (-58.9% pour le mois de Octobre) par rapport à la période de référence (1980-2000). La diminution des débits mensuels médians est plus importante pendant les mois d'Octobre et de Novembre. Toute la partie récession saisonnière (Mars à Octobre) est caractérisée par une diminution des débits. Le modèle homogène simule une diminution des débits, environ 2 fois moins importante pendant la récession saisonnière en comparaison du modèle hétérogène. De plus, l'Arguenon montre une diminution plus importante des débits lors de l'utilisation du RCP8.5 que lors de l'utilisation du RCP2.6.

**Tableau 9.** Ecart relatif des débits mensuels médians (Q<sub>50</sub>) de la période 2030-2050 par rapport à la période historique 1980-2000 sur les bassins versants de l'Arguenon et du Nançon.

Bassin versant	Scénario	Configuration hydrogéologique	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Arguenon	RCP 2.6	Hétérogène	-0,117	0,199	0,157	-0,185	-0,161	-0,199	-0,269	-0,237	-0,232	-0,496	-0,380	-0,251
		Homogène	-0,070	0,349	0,080	-0,288	-0,241	-0,210	-0,174	-0,115	-0,128	-0,480	-0,440	-0,244
	RCP 8.5	Hétérogène	-0,151	0,036	-0,095	-0,261	-0,269	-0,279	-0,329	-0,280	-0,267	-0,589	-0,535	-0,325
		Homogène	-0,135	0,124	-0,168	-0,328	-0,348	-0,285	-0,198	-0,128	-0,145	-0,552	-0,587	-0,350
Nançon	RCP 2.6	Hétérogène	-0,179	-0,010	0,091	-0,066	-0,093	-0,088	-0,095	-0,095	-0,107	-0,087	-0,145	-0,131
		Homogène	-0,165	-0,036	0,054	-0,093	-0,088	-0,049	-0,054	-0,044	-0,047	-0,039	-0,162	-0,087
	RCP 8.5	Hétérogène	0,010	-0,027	-0,048	-0,075	-0,067	-0,079	-0,100	-0,096	-0,090	-0,097	-0,112	0,017
		Homogène	-0,023	-0,061	-0,067	-0,074	-0,069	-0,033	-0,040	-0,038	-0,036	-0,045	-0,092	0,025

**Tableau 10.** Ecart relatif des débits mensuels médians (Q<sub>50</sub>) de la période 2080-2100 par rapport à la période historique 1980-2000 sur les bassins versants de l'Arguenon et du Nançon.

Bassin versant	Scénario	Configuration hydrogéologique	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Arguenon	RCP 2.6	Hétérogène	-0,049	0,194	-0,196	-0,430	-0,349	-0,344	-0,395	-0,301	-0,239	-0,378	-0,081	0,144
		Homogène	-0,031	0,335	-0,298	-0,537	-0,345	-0,268	-0,205	-0,116	-0,097	-0,361	-0,124	0,167
	RCP 8.5	Hétérogène	-0,219	0,312	0,130	-0,115	-0,323	-0,382	-0,434	-0,379	-0,310	-0,539	-0,565	-0,400
		Homogène	-0,158	0,438	0,091	-0,174	-0,504	-0,436	-0,263	-0,176	-0,155	-0,520	-0,602	-0,438
Nançon	RCP 2.6	Hétérogène	0,116	0,085	-0,102	-0,209	-0,092	-0,069	-0,075	-0,059	-0,065	-0,048	0,173	0,284
		Homogène	0,141	0,102	-0,129	-0,220	-0,081	-0,030	-0,034	-0,023	-0,028	-0,027	0,104	0,269
	RCP 8.5	Hétérogène	-0,150	0,180	0,090	-0,030	-0,090	-0,100	-0,100	-0,090	-0,080	-0,100	-0,150	-0,080
		Homogène	-0,146	0,180	0,094	-0,026	-0,095	-0,097	-0,095	-0,090	-0,083	-0,104	-0,147	-0,082

Le Nançon montre une réponse plus tamponnée avec une variation de débits de - 20.9% (en Avril, modèle hétérogène) sur la période de récessions à + 18.0% (Février) sur la période de recharge. Le modèle homogène tend à représenter une variation des débits d'étiage moins importantes que le modèle hétérogène.

## Annexe 8 - Trame scientifique du projet CYDRE

### **Cycle hYdrologique, Disponibilité de la Ressource et Évolution (CYDRE)**

Perspectives opérationnelles de la thèse EAUX 2050

#### **Contexte et objectifs**

##### **Problématique**

Les régions de socle cristallin telles que la Bretagne sont régulièrement confrontées à des enjeux hydrologiques en période d'étiage malgré un climat tempéré caractérisé par des précipitations régulières, une évapotranspiration limitée en hiver et des conditions favorables à la recharge des aquifères. Les facteurs de vulnérabilité des débits de rivières pendant l'étiage sont la faible capacité des aquifères à constituer un stock d'eau mobilisable au soutien d'étiage et la forte hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques des aquifères qui se traduit par de larges variations de la recharge, du stockage, et des flux entre les nappes et les rivières à l'échelle du bassin versant. La Bretagne ne disposant pas de ressources stratégiques protégées des effets du changement climatique comme peuvent en avoir les grands bassins sédimentaires, les variations climatiques peuvent rapidement entraîner des conséquences importantes et mettre les activités régionales en tension.

L'augmentation de la fréquence des épisodes de sécheresse hydrologique pendant la période d'étiage a amené les gestionnaires de l'eau en Bretagne à faire part de leurs inquiétudes concernant le manque de connaissances et de moyens pour appréhender l'évolution des ressources en eau dans un contexte de changement climatique. Ces questionnements ont fait émerger deux projets consacrés à la connaissance de l'évolution du climat en Bretagne (DEMOCLIM) et ses impacts sur la disponibilité des ressources en eau (EAUX2050)

Le projet DEMOCLIM a montré qu'une augmentation de la fréquence des événements extrêmes (sécheresses et inondations) était attendue dans la région. Ce n'est pas le bilan annuel hydrologique qui serait modifié mais sa répartition dans l'année. Le projet de thèse EAUX2050 a montré que l'évolution des débits des cours d'eau dépend directement de l'état de saturation des sols et de leur distribution spatiale à l'échelle du bassin versant. Elle dépend aussi de la diffusivité des milieux souterrains. Des milieux très peu diffusifs présenteront des réponses rapides aux précipitations à partir d'un écoulement rapide de surface lié à la saturation des sols. De la même façon, des milieux très diffusifs auront tendance à mobiliser le stock trop tôt dans l'année et ne pourront pas soutenir les étiages. Entre les deux, des diffusivités intermédiaires peuvent favoriser la recharge, la constitution d'un stock et sa mobilisation sur des périodes plus longues.

L'année 2022 a montré le besoin d'anticiper l'impact d'événements critiques sur la ressource en eau le plus tôt possible dans l'année. La prévision des effets du changement climatique sur la disponibilité de la ressource en eau présente un enjeu fort de gestion et de développement et dépend de l'évolution du climat mais également de son interaction avec le milieu. L'anticipation de l'impact d'un signal climatique sur la ressource en eau peut être précisée par les questions suivantes:

- Quelle est la sensibilité du cycle hydrologique aux évolutions climatiques ? Comment le changement climatique peut-il être appréhendé vis-à-vis de la disponibilité de la ressource dans les différentes saisons hydrologiques ?
- Comment les ressources superficielles et souterraines sont reconstituées et mobilisées tout au long de l'année ? Quelles sont les conséquences des évolutions climatiques sur la disponibilité de la ressource aux différentes périodes hydrologiques dans l'année, particulièrement pendant l'étiage ?
- Comment opérationnaliser des méthodes scientifiques complexes pour qu'elles soient directement accessibles par les gestionnaires de bassins versants, afin d'anticiper l'évolution des débits sur un bassin versant au cours de la saison hydrologique ?

Un travail de recherche a été réalisé par Nicolas Cornette dans sa thèse "Impact du changement climatique sur les ressources en eau de proche subsurface en milieux cristallins à l'horizon 2050-2100" (2019-2022). La thèse a montré que l'évolution des débits des cours d'eau dépend directement de l'état de saturation des sols et de leur distribution spatiale à l'échelle du bassin versant. Elle dépend aussi de la diffusivité des milieux souterrains. Des milieux très peu diffusifs présenteront des réponses rapides aux précipitations à partir d'un écoulement rapide de surface lié à la saturation des sols. De la même façon, des milieux très diffusifs auront tendance à mobiliser le stock trop tôt dans l'année et ne pourront pas soutenir les étiages. Entre les deux, des diffusivités intermédiaires peuvent favoriser la recharge, la constitution d'un stock et sa mobilisation sur des périodes plus longues.

## **Objectifs**

L'objectif général de ce projet est d'utiliser les résultats de modélisation issus de la thèse sur la caractérisation des eaux de proches subsurface pour fournir des tendances saisonnières de l'évolution des débits aux gestionnaires de bassins versants à l'échelle de la Bretagne. Le projet mettra au point des indicateurs opérationnels permettant de relier les données observables à disposition du gestionnaire (débits, piézométrie, précipitations) aux résultats de modélisation sur le fonctionnement hydrogéologique des bassins versants (paramètres hydrauliques, stock en eau souterraine). Ces indicateurs seront basés sur le principe de la similitude entre des événements climatiques en cours et des événements climatiques passés. La finalité de ce projet est la mise à disposition d'un outil numérique simple et opérationnel permettant de fournir des tendances saisonnières de l'évolution des débits, basées sur les simulations précédemment réalisées sans réutilisation directe d'un modèle. Ces tendances seront générées à partir de

données observables et d'une base de données de simulations sur 79 bassins versants représentant 60% de la surface de la Bretagne.

Ces questions sont particulièrement importantes en raison des limites sur les ressources en eau observées en périodes de sécheresse et des difficultés à maintenir des ressources disponibles à la fois pour la consommation humaine et l'environnement. Cette étude devrait permettre de fournir un cadre d'analyse homogène à l'échelle régionale sur l'évolution des ressources et d'apporter des indicateurs opérationnels permettant le suivi et la gestion de la ressource en eau. Ces questions d'évolution des ressources et de leur disponibilité sont actuellement abordées de différentes manières sur plusieurs territoires bretons, notamment dans le cadre des études HMUC menées par plusieurs SAGEs en réponse aux directives du SDAGE.

## **Plan d'action**

La diversité des contextes géologiques et géomorphologiques sur le territoire montre des combinaisons très variées propres à accentuer la vulnérabilité ou les capacités de résilience des milieux face aux évolutions climatiques attendues. Les méthodes et résultats de la thèse de Nicolas Cornette constitueront la base de connaissance utilisée pour répondre aux questionnements des gestionnaires de l'eau en Bretagne. Nous proposons d'aborder la question autour de trois axes qui forment aussi les principales phases du projet :

### Phase 1 (3 mois effectifs): Fiches de BV

La première phase de ce projet consistera à produire des fiches à l'échelle de 79 bassins versants bretons, répertoriant les éléments nécessaires à la compréhension locale du cycle de l'eau. Ces fiches centraliseront à la fois :

1/les données d'observation facilement accessibles et régulièrement actualisées :

- *Données hydrologiques:* La plateforme en ligne hydroportail (<http://www.hydro.eaufrance.fr>) fournit des débits au pas de temps journalier sur plus de 100 bassins versants en Bretagne. Les sites influencés par la présence de barrages seront supprimés afin de fournir une base de données sur 79 bassins versants. Les bassins versants sélectionnés seront ceux utilisés pour la caractérisation régionale des eaux de subsurface dans la thèse EAUX2050.
- *Données climatiques:* Les données climatiques régionalisées (précipitations et évapotranspiration potentielle) sont publiques et accessibles sur des mailles de 8 km à partir du portail DRIAS ( <http://www.drias-climat.fr/>).
- *Données piézométriques:* La base de données BSS-EAU, disponible sur le portail ADES (<https://ades.eaufrance.fr/>), réunit 52 piézomètres en Bretagne dont les valeurs sont actualisées tous les 15 jours.

2/ des résultats de modélisations sur le fonctionnement hydrogéologique des bassins versants  
issus de la thèse EAUX2050

L'approche de modélisation par versants équivalents développée pendant la thèse de Nicolas Cornette tient compte des spécificités de la région en intégrant une hétérogénéité des propriétés hydrauliques et une proximité de la nappe phréatique avec la surface. Elle permet de constituer une base de données de simulations contenant les dynamiques de débits et de saturation. Elle permet également de déterminer les paramètres hydrauliques tels que la perméabilité, la diffusivité ou la porosité des milieux souterrains. Ces travaux ont donné lieu à la publication d'un article scientifique (Cornette et al., 2022)

Les fiches par bassin versant contiendront ainsi l'ensemble de ces éléments permettant de faire le lien entre les données observables et les résultats de modélisation, afin d'apporter une description de l'ensemble des bassins versants étudiés. Un acteur de l'eau aura alors les informations nécessaires à la compréhension locale du cycle de l'eau, à savoir les bilans hydroclimatiques, les caractéristiques géomorphologiques, la couverture géologique, les dynamiques de débits et de saturation des milieux souterrains, les paramètres hydrauliques ainsi que des informations sur les prélèvements et les usages si disponible sur le bassin versant étudié. Ces éléments permettront le **regroupement de bassins versants par typologies** représentant la variabilité climatique, hydrologique, géologique et géomorphologique de la région.

#### Phase 2 (6 mois effectifs) : Indicateurs opérationnels

La deuxième phase de ce projet consistera en la définition et validation d'indicateurs opérationnels permettant de fournir un cadre d'analyse homogène à l'échelle régionale sur l'évolution des ressources. Inspiré des indices SPI (*Standardized Precipitation Index*; Mc Kee et al., 1993) et SPLI (*Standardized Piezometric Level Index*; Seguin, 2015), les indicateurs opérationnels auront pour objectif de mesurer la contribution des nappes au débit de rivières sous forme d'indices. Ces indicateurs seront utilisés pour déterminer des tendances saisonnières d'évolution des débits à partir de la similitude climatique, hydrologique et hydraulique des événements en cours et des événements passés. L'événement en cours sera caractérisé par les données observables et les résultats de modélisations seront utilisés comme connaissances spatiales et temporelles des événements passés. La définition d'indicateurs sera établie selon trois étapes classiques: 1) la définition de l'indicateur opérationnel à partir des données disponibles; 2) la calibration de l'indicateur en pondérant sur les bas débits; 3) la validation en testant l'indicateur sur des années connues.

La définition de l'indicateur opérationnel sera effectuée sur 6 bassins versants pilotes caractéristiques des typologies identifiées en phase 1 et représentant la variabilité climatique, géologique et géomorphologique de la région. L'indicateur sera notamment basé sur les données climatiques, hydrologiques et piézométriques pour définir l'état initial de l'événement hydro-climatique sur lequel on souhaite prédire l'évolution des débits. L'indicateur sera prioritairement orienté sur les bas débits pour répondre aux préoccupations des gestionnaires de l'eau en pondérant les faibles valeurs. L'indicateur s'inspirera du SPLI (*Standardized Piezometric Level Index* ; Seguin, 2015) en tenant compte également des similarités spatiales

pour identifier l'état initial des nappes et sa probable diffusion dans le réseau hydrographique. L'indicateur prendra en compte les cycles pluriannuels qui, sur certains bassins versants, expliquent certaines années de sécheresses. La prédiction saisonnière pourra être transmise sous forme de probabilité de scénarios pondérée en fonction de la proximité des événements.

La calibration et validation de l'indicateur sont nécessaires avant son opérationnalisation. Les indicateurs opérationnels seront dans un premier temps testés et validés sur les données passées en tirant aléatoirement une année et en prédisant les débits d'étiage. L'efficacité de la prédiction sera testée à partir de l'indicateur de performance NSE (*Nash-Sutcliffe Efficiency*, Nash and Sutcliffe, 1970). Une comparaison des NSE entre les débits estimés à partir d'un indicateur uniquement basé sur des données observables et de l'indicateur basé sur les résultats de modélisations permettra d'identifier l'apport du projet. A minima, l'indicateur devrait apporter de l'information et une meilleure prédiction des débits d'étiage à partir de la prise en compte du soutien d'étiage des eaux de subsurface.

### Phase 3 (6 mois effectifs) : Opérationnalisation

La troisième phase de ce projet consistera à développer un outil opérationnel permettant aux gestionnaires de générer des tendances saisonnières de l'évolution des débits pour les 79 bassins documentés, à partir de données observables. Cet outil de prévision saisonnière sera basé sur une matrice de corrélation établie en calculant préalablement l'indicateur opérationnel défini et validé en phase 2 sur l'ensemble des chroniques simulées sur les 79 bassins versants retenus en phase 1. Pour prendre en compte la dynamique des séries temporelles, l'indicateur sera calculé sous forme d'une moyenne glissante des données climatiques et de stock hebdomadaires ou mensuelles. Pour chacun des bassins versants, une série d'indicateurs sera alors à disposition. L'objectif sera alors de corréliser l'indicateur calculé sur les données observables avec l'ensemble des indicateurs calculés sur les simulations. L'outil de prévision saisonnière fournira un ensemble de scénarios d'évolutions sous forme de probabilités selon la proximité des événements hydro-climatique en indiquant une moyenne et un écart-type de débit.

Cet outil de prévision saisonnière prendra la forme d'un tableur en accès libre sur internet, destiné à une utilisation par les gestionnaires de bassins versants. Cette étape d'opérationnalisation fera l'objet d'une concertation avec les acteurs concernés au cours d'une réunion à mi-projet. Elle pourrait aboutir à un fonctionnement où le gestionnaire pourrait insérer les données observables décrites en phase 1 pour générer automatiquement les probabilités de scénarios d'évolution des débits. La prédiction des scénarios saisonniers serait effectuée automatiquement à partir d'une matrice de corrélation, issue des résultats de modélisation, développée par l'ingénieur de recherche. Un guide méthodologique ainsi qu'une session de formation permettront aux acteurs de la gestion intégrée de l'eau qui le souhaitent de prendre en main et d'utiliser cet outil.

### **Plan de communication des résultats du projet CYDRE (3 mois répartis dans l'année) :**

L'objectif de ce plan est d'informer les potentiels publics d'utilisateurs des résultats générés dans le cadre du projet CYDRE. Afin d'assurer l'adéquation entre les résultats attendus aux différentes phases du projet, les utilisateurs ciblés et les activités de diffusion et d'appropriation identifiées, un comité de suivi du projet sera constitué, et des réunions seront organisées afin de présenter l'état d'avancement des différentes phases du projet à un groupe d'acteurs représentatifs des utilisateurs ciblés. Les différentes activités envisagées et visant à diffuser ou à appliquer les résultats du projet sont :

- La production de livrables selon des formats adaptés et pertinents au regard du projet et des utilisateurs ciblés (fiches et guides méthodologiques, outil de prévision saisonnière, formation),
- La présentation des résultats du projets et des livrables à l'occasion d'un séminaire (ou webinaire) à destination des acteurs (techniques et institutionnels) de la gestion intégrée de l'eau,
- La diffusion des livrables notamment via sur le site web du Creseb.

Le temps et les compétences nécessaires à la production, diffusion et appropriation des résultats de ce projet au travers des activités énumérées ci-dessus sont pris en compte dans le planning et le budget du projet. Le Creseb sera un partenaire privilégié pour accompagner les porteurs de projet dans la mise en œuvre des activités de diffusion et d'appropriation retenues.

### **Livrables attendus**

- Production de 79 fiches de bassin versant bretons répertoriant les éléments nécessaires à la compréhension locale du cycle de l'eau
- Définition d'une typologie de bassin versant à l'échelle du territoire breton
- Production d'une cartographie numérique des typologies de bassin versant mise à disposition sur le site GeoBretagne
- Production d'indicateurs opérationnels permettant de relier les données observables à disposition du gestionnaire (débits, piézométrie, précipitations) aux résultats de modélisation sur le fonctionnement hydrogéologique des bassins versants (paramètres hydrauliques, stock en eau souterraine)
- Développement d'un outil numérique en accès libre permettant aux gestionnaires de générer des tendances saisonnières de l'évolution des débits pour les 79 bassins documentés, à partir de données actualisables
- Réalisation d'un guide méthodologique sur la prise en main de l'outil numérique à destination des acteurs de la gestion intégrée de l'eau
- Organisation d'une session de formation (1/2 journée) sur la prise en main de l'outil numérique à destination des acteurs de la gestion intégrée de l'eau



- Rédaction d'un article de type 'Accompagnement de projet' sur le site du Creseb et mise à disposition de l'ensemble des livrables produits.
- Organisation d'un webinaire de présentation des résultats et livrables à destination des acteurs techniques et institutionnels de la gestion de l'eau en Bretagne.
- Diffusion des livrables et résultats du projet vers un plus large public au travers de sites internet de l'Observatoire de l'Eau en Bretagne ([www.bretagne-environnement.fr](http://www.bretagne-environnement.fr)) ou du SIGES Bretagne ([www.sigesbre.brgm.fr](http://www.sigesbre.brgm.fr)).



**Titre :** Caractérisation des propriétés hydrodynamiques à l'échelle des bassins versants dans un contexte de milieu de socle cristallin pour l'étude des impacts du changement climatique sur les ressources en eau.

**Mots clés :** propriétés hydrodynamiques, hétérogénéité, bassin versant, changement climatique

**Résumé :** La prédiction de l'impact des changements climatiques sur les ressources en eau se confronte aux défis de la modélisation des précipitations et de leur répartition dans des flux d'évapotranspiration, de ruissellement et d'infiltration. Cette partition est fortement contrôlée par les capacités de transfert des milieux souterrains, d'autant plus lorsque les interactions entre la nappe et la surface sont importantes, comme c'est le cas dans les milieux de socle cristallin. Pour de faibles conductivités hydrauliques, la nappe intersecte rapidement à la surface générant des écoulements rapides peu favorables à la recharge des aquifères. Pour de plus fortes conductivités, l'infiltration réduit le ruissellement direct de surface ce qui alimente la ressource souterraine. L'enjeu est la très forte hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques dans les zones cristallines, qui remet en cause une extrapolation directe des propriétés obtenues par des essais hydrauliques à des zones de plusieurs dizaines de km<sup>2</sup>.

Cette thèse vise par conséquent à proposer une approche méthodologique permettant d'estimer les propriétés hydrodynamiques des bassins versants de socle cristallin et à comprendre comment les structures lithologiques conditionnent leur répartition à l'échelle régionale. Pour cela, nous avons estimé les propriétés hydrodynamiques de 79 bassins versants en Bretagne à partir de l'analyse des séries temporelles de débits. La variabilité spatiale et temporelle des processus est intégrée à partir d'un modèle à deux versants équivalents aux propriétés hydrodynamiques différentes. Les résultats de calibration montrent une corrélation partielle de la conductivité hydraulique avec la lithologie qui permet d'étendre les propriétés hydrodynamiques à des bassins versants non jaugés, de contraindre les modèles hydrogéologiques, d'évaluer l'impact d'épisodes de sécheresse plus intenses sur les aquifères, et, in fine, de discuter du rôle de l'hétérogénéité comme facteur de résilience dans le contexte du changement climatique.

**Title :** Characterization of catchment-scale hydrodynamic properties in a crystalline basement environment for the study of climate change impacts on water resources.

**Keywords :** hydrodynamic properties, heterogeneity, catchment, climate change

**Abstract :** Predicting the impact of climate change on water resources confronts the challenges of modelling precipitation and its distribution in evapotranspiration, runoff and infiltration fluxes. This partitioning is strongly impacted by the transfer capacities of the subsurface environments, even more when the interactions between the water table and the surface are important, as it is the case in crystalline basement environments. For low hydraulic conductivities, the water table intersects the surface rapidly, generating quick flows that are not conducive to aquifer recharge. For higher conductivities, infiltration reduces direct surface runoff, which feeds the groundwater. The issue is the strong heterogeneity of hydrodynamic properties in crystalline zones, which calls into question a direct extrapolation of properties obtained by hydraulic tests to areas of several tens of km<sup>2</sup>.

This thesis therefore aims to propose a methodological approach to estimate the hydrodynamic properties of crystalline basement catchments and to understand how lithological structures condition their distribution on a regional scale. For this purpose, we estimated the hydrodynamic properties of 79 catchments in Brittany from the analysis of streamflow timeseries. The spatial and temporal variability of the processes is integrated from a model with two equivalent catchments with different hydrodynamic properties. Calibration results show a partial correlation of hydraulic conductivity with lithology, which allows to extend hydrodynamic properties to ungauged catchments, to constrain hydrogeological models, to evaluate the impact of more intense drought events on aquifers, and, finally, to discuss the role of heterogeneity as a resilience factor in the context of climate change.