HAL
open science

Nappes et rivières : la piézométrie peut-elle améliorer la modélisation des étiages des cours d'eau ?

Antoine Pelletier

To cite this version:

Antoine Pelletier. Nappes et rivières : la piézométrie peut-elle améliorer la modélisation des étiages des cours d'eau ?. Hydrologie. Sorbonne Université, 2021. Français. NNT : 2021SORUS529 . tel-03783485

HAL Id: tel-03783485

https://theses.hal.science/tel-03783485

Submitted on 22 Sep 2022

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.

Sorbonne Université

École doctorale Géosciences, ressources naturelles et environnement

INRAE, UR HYCAR, Équipe Hydrologie des bassins versants

Nappes et rivières

La piézométrie peut-elle améliorer la modélisation des étiages des cours d'eau ?

Par **Antoine Pelletier**

Thèse de doctorat en hydrologie

Dirigée par Vazken Andréassian

Présentée et soutenue publiquement le 8 novembre 2021

Devant un jury composé de :

Vazken Andréassian	INRAE, Antony, France	Directeur de thèse
Hélène Bessière	BRGM, Orléans, France	Examinatrice
Valérie Plagnes	Sorbonne Université, Paris, France	Présidente du jury
Philippe Renard	Université de Neuchâtel, Neuchâtel, Suisse	Rapporteur
Pierre-Alain Roche	École des Ponts, Champs-sur-Marne, France	Examinateur
Bruno Tassin	École des Ponts, Champs-sur-Marne, France	Examinateur
Elena Toth	Université de Bologne, Bologne, Italie	Rapportrice

Remerciements

L'écriture des remerciements est l'ultime étape du long chemin que constitue une thèse de doctorat. Section loin d'être inutile, les remerciements permettent d'évoquer, trop brièvement, l'ensemble des personnes ayant participé à cette grande aventure collective, de la conception du sujet de thèse à la soutenance.

Tout d'abord, je souhaite remercier mon directeur de thèse, Vazken Andréassian. Je le remercie d'abord pour m'avoir proposé un stage au printemps 2017, puis accepté de construire et d'encadrer un sujet de thèse. Ses idées foisonnantes ont permis à ma thèse de prendre des directions variées et ainsi d'explorer plusieurs problèmes scientifiques autour de mon sujet. Malgré ses hautes responsabilités, Vazken a su maintenir une disponibilité remarquable pour écouter mes états d'âme et suivre mon travail avec une grande proximité. Je le remercie également pour l'attention qu'il a porté à l'évaluation préalable des produits de ma thèse, que ce soit les écrits ou les supports de présentations orales. Sa gentillesse, sa bienveillance et son humour ont contribué à faire de cette thèse une expérience très agréable. Je remercie enfin Vazken pour les nombreuses connaissances annexes qu'il m'a transmises, que ce soit en littérature hydrologique, en réparation de bicyclette, en géopolitique transcaucasienne, en zythologie ou en jardinage.

Même si Vazken a été mon directeur en titre, cette thèse a fait l'objet d'un encadrement assez collégial, dans la tradition de l'équipe Hydrologie des bassins versants. Je souhaite remercier tout particulièrement Charles Perrin, animateur de l'équipe, qui a contribué non seulement à la conception du sujet, mais aussi au suivi de mon travail tout au long de ma thèse. Je le remercie tout particulièrement pour son évaluation attentive et exigeante de mes écrits ; sans son travail d'amélioration, la valorisation de mes travaux sous forme d'article n'aurait pas été aussi facilement couronnées de succès. Il a également su tempérer les ardeurs créatrices de Vazken lorsque cela a été nécessaire. Nous avons également partagé pendant ces trois ans une passion commune pour la brioche, malheureusement trop rarement mise en pratique.

Avant de m'étendre sur l'équipe Hydro, je vais remercier les membres de mon jury, qui ont accepté de participer à l'évaluation de cette thèse. Je remercie d'abord le rapporteur de ce travail, Philippe Renard et la rapportrice, Elena Toth. Leurs rapports témoignent d'une lecture attentive du manuscrit malgré sa longueur et les délais contraints. J'espère que l'avenir nous réserve une rencontre en présentiel, après une soutenance de thèse où ils n'ont pu être présents qu'en visioconférence. Je remercie la présidente du jury, Valérie Plagnes, pour avoir mené les discussions lors de la soutenance et les autres membres du jury : Hélène Bessière, Pierre-Alain Roche et Bruno Tassin. Je les remercie particulièrement pour la richesse des échanges lors de la soutenance, permise par la bienveillance et le sérieux des questions, qui ont permis d'approfondir et de mettre en perspective mes travaux de thèse.

Je remercie les relecteur·rice·s de cette thèse : Vazken Andréassian bien sûr, Charles Perrin et Gaëlle Tallec du côté de l'équipe Hydro ; ma chère tante Nathalie Pelletier pour la relecture

linguistique finale. Ce manuscrit ne serait pas aussi abouti sans leur yeux attentifs qui ont su repérer le moindre écart de science ou de langue.

Je souhaite ensuite remercier les personnes qui ont permis la réalisation de cette thèse. Je remercie la commission de formation doctorale des IPEF — et particulièrement son ancien président, Benoît Lesaffre — et le Ministère de la Transition Écologique pour m'avoir accordé un financement dans le cadre de la formation complémentaire par la recherche des IPEF. Je remercie toutes les personnes qui ont été impliquées dans ce processus et notamment celles et ceux qui m'ont aidé dans le montage et l'écriture de mon dossier de demande de financement : Bénédicte Augeard, Frédéric Barrez, Lionel Berthet, Fabien Esculier, Éric Gaume, Nicolas Gendreau, Florence Habets, Fanny Héraud, Florence Laubier, Nicolas Le Moine, Claire Magand et Pierre-Alain Roche. J'adresse un merci tout particulier au professeur Ghislain de Marsily, de l'Académie des sciences, pour le temps qu'il m'a consacré lors de la préparation de ce dossier et pour sa lettre de recommandation. Je remercie également chaleureusement Françoise Préteux pour sa grande aide.

Je souhaite également remercier les membres de mon comité de suivi individuel, qui m'ont aiguillé lors de deux moments charnières de ma thèse : Delphine Allier, Bénédicte Augeard, Lionel Berthet, Nicolas Le Moine et Françoise Préteux. Les échanges que nous avons eus lors des deux CSI m'ont donné un regard extérieur sur l'avancée et l'orientation de mes travaux. Je remercie particulièrement Delphine Allier pour son expertise précieuse sur l'hydrogéologie de la France, sa disponibilité et son aide pour la prise en main des banques ADES et BDLISA et la constitution de ma base de données. Merci également à Frédéric Barrez, que nous avions souhaité associer à ce comité et qui n'a finalement pas pu y participer, mais avec qui j'ai pu échanger sur l'hydrogéologie du bassin parisien.

Un peu plus de 38 mois de recherche ont constitué pour moi une expérience d'échange scientifique et technique avec de nombreux·ses partenaires de mon équipe de recherche. Je remercie les organisateur·rice·s des formations auxquelles j'ai assisté pendant ma thèse : Marc Bocquet qui m'a accueilli dans son cours d'assimilation de données à Sorbonne Université ; Olessia Velmans qui m'a permis de suivre son cours de langue russe à Sorbonne Université pendant toute l'année 2018–2019 ; Emmanuel Cosme et d'autres pour l'organisation de l'école d'hiver d'assimilation de données à l'Université de Grenoble ; Jérémy Verrier, Olivier Delaigue, Charles Perrin et Julie Viatgé pour les formations reçues en interne à Irstea, avant la naissance d'INRAE ; le CEA de Saclay pour l'atelier optimisation de mai 2019 ; l'équipe d'organisation de l'école d'été d'assimilation de données, menée par Remus Hanea, qui a eu lieu en juillet 2019 à Timisoara et qui a constitué pour moi une expérience internationale inoubliable, dont la richesse scientifique et humaine n'eut d'égale que celle des paysages, du patrimoine et de la gastronomie roumaine ; enfin, Rémy Garçon, Matthieu Le Lay et Lætitia Moulin pour l'initiation à l'analyse météorologique à EDF-DTG, en septembre 2020, juste avant une tempête mémorable pour les hydrologues. Un grand merci également aux équipes d'organisation des conférences scientifiques auxquelles j'ai pu assister, en présentiel ou en visio-conférence : l'assemblée générale de l'AISH à Montréal, la conférence EGU Leonardo d'Esch-sur-Alzette (et son inoubliable intitulé), la conférence SHF sur les sécheresses à Paris, les deux assemblées générales de l'EGU en ligne de 2020 et 2021, le 7e symposium international sur la Meuse en ligne et finalement, la conférence OZCAR–TERENO sur la zone critique qui a eu lieu en octobre 2021 à Strasbourg.

Ma thèse s'est accompagnée d'une petite expérience d'enseignement, dans le cadre du cours d'hydrologie du Master ECOSEM à l'École polytechnique. Je remercie l'équipe Hydro de m'avoir accordé cette chance et les étudiant·e·s du Master pour leur attention et leur travail, même si iels n'avaient pas affaire à un enseignant chevronné. Je remercie également toutes les personnes qui ont participé au bon déroulement de ma thèse par leur travail dans les services d'appui, à INRAE,

à l'École des Ponts ou ailleurs : Nathalie Camus, Frédérique Waucquier, Laurence Tanton, Véronique Marracci, Nathalie Maltret, Valérie Quagliozzi, Barbara Chahnamian, Marie Thenu et bien d'autres. Un grand merci général à tou·te·s les agent·e·s d'INRAE et de l'École des Ponts avec qui j'ai pu échanger pendant cette thèse. Je remercie également les partenaires des deux projets, Premhyce et CIPRHES, dans laquelle ma thèse s'est inscrite.

Il est temps maintenant de remercier l'équipe de recherche dans laquelle j'ai passé ces 38 mois : l'équipe Hydrologie des bassins versants, ou "Hydro" pour les habitué·e·s. Cette thèse n'aurait pas constitué une expérience aussi enrichissante sans le très haut niveau scientifique et la très conviviale ambiance qui y règne, que nous nous sommes d'ailleurs efforcé·e·s de maintenir malgré les restrictions liées à la pandémie de Covid-19. D'abord, un grand merci à celles et ceux qui ont partagé mon bureau et donc supporté ma conversation, dans l'ordre : Peng Huang (brièvement), Chiara Cesarini pour l'enclave italophone du milieu du couloir, Benjamin Conte pour les débats sur la pâtisserie et la politique val-de-marnaise, François Bourgin pour nos riches échanges scientifiques et techniques, notamment en programmation et enfin, ceux qui furent mes deux compagnons de bureau et de thèse pendant environ deux ans : Paul Astagneau et Thibault Lemaitre–Basset, avec qui j'ai partagé, en plus du thésarium le plus au nord du bâtiment Condorcet, de nombreuses moments dont la richesse ne saurait être résumée en quelques mots, à base de tennis, de sigmoïdes, de péroraisons linguistiques, d'organisation de vacances... Je remercie aussi celles et ceux qui furent des compagn·e·s de thèse au sein de l'équipe : Cédric Rebolho, pour son pain d'épices fait maison ; Léonard Santos, pour ses compétences en intégration d'équations différentielles, en organisation de JDD et en port d'armoire ; Daniela Peredo, pour son implication dans la vie de l'équipe et ses compétences en cadeaux ; Manon Cassagnole, pour avoir été une boussole vestimentaire et pour l'appareil à fondue ; Morgane Terrier, pour les discussions russo-animalières et pour m'avoir légué son bureau ; Jose Tunqui Neira, pour sa bibliographie sur la séparation d'hydrogramme ; Anthony Lemoine, avec qui j'ai partagé une passion commune pour la géographie et l'hydrographie française ; Paul Royer-Gaspard, pour son organisation sans faille de repas des doctorant·e·s ; Myriam Soutif–Bellenger pour m'avoir accompagné sur le banc de touche comme supporteur·rice·s au frisbee ; Cyril Thébault, enfin, pour avoir repris avec brio la charge d'organisateur des repas des doctorant·e·s.

Je remercie également les autres membres de l'équipe que je n'ai pas encore cités : Guillaume Thirel qui m'a fait comprendre l'assimilation de données et m'a permis de jouer ce qui sera sans doute le seul match international d'ultimate frisbee de ma vie ; le cher professeur Olivier Delaigue pour son aide bienveillante et disponible, de R au déménagement ; Maria-Helena Ramos pour m'avoir tant aidé dans mes débuts d'enseignant ; Julie Viatgé pour avoir été ma première encadrante de stage en hydrologie et pour son implication à corps perdu dans l'hydrologie expérimentale sur l'Yonne en crue ; Pierre Nicolle pour son regard de géographe et pour les pâtisseries en salle café ; Gaïa Piazzi pour m'avoir aidé à perfectionner mon italien et accompagné dans mes plus folles aventures d'assimilation, de Grenoble à Timisoara ; Lila Collet pour son rôle de garde-malade à Grenoble et pour l'ouverture culinaire qu'elle m'a apportée ; Pierre Brigode pour avoir compati à mes problèmes de buée sur les lunettes et pour demeurer un modèle de vélotaf ; Jean-Baptiste Boissonnat pour la touche bretonne et les discussions sur le cinéma ; Laure Lebecherel pour ses visites de jeune maman ; Gaëlle Tallec pour avoir été la boussole de gauche des discussions politiques à la cantine ; Alban de Lavenne pour nos expériences internationales, du brunch montréalais à la bière strasbourgeoise ; Valentin Mansanarez pour avoir pallié mes faibles compétences en statistiques ; Anne-Lise Véron pour avoir ri à mes blagues nulles à la cantine ; Benoît Génot pour la NASH partagée à Draguignan et ses compétences de cycliste ; François Tilmant pour son implication associative dans l'organisation de Mamane. En espérant n'oublier personne, je remercie également les stagiaires qui ont fait un passage plus ou moins bref dans l'équipe pendant ma thèse, ainsi que les autres membres de l'unité de recherche HYCAR et du centre d'Antony, avec qui les

échanges furent enrichissants, aussi bien à la cantine, dans les transports en commun que lors de mes trop rares apparitions au frisbee. Je remercie aussi tou·te·s les participant·e·s à la NASH, en 2018, 2019 et 2021, avec l'espoir que les éditions ultérieures soient encore meilleures. Je voudrais avoir une pensée particulière pour Pierre Hubert, instigateur de cette fête annuelle, disparu le 31 décembre 2020.

Bien sûr, ces remerciements ne sauraient être complets sans mes ami·e·s, qui m'ont accompagné pendant cette thèse. Merci à mes colocataires, Maxime et Gaëtan, pour ces quatre ans de vie en commun, à Montreuil puis à Gentilly. Merci aux membres du Phlysle, pour leur présence et leur soutien, sur Telegram comme en vrai : Maxime, Gaëtan, Clara, Denis, Antoine, Antoine, Grégoire, Gautier, Jules, Dhruv, José. Merci à la Bolosse Academy, aux Bolos·se·s, au MOSSAD pour leur aide technique et les échanges riches que j'y ai eu. Merci à mes amis de la DDASS, de Ponts critiques, de la HX2, de l'ADOC et d'ailleurs. Merci enfin à tou·te·s mes camarades politiques et syndicaux·les que j'ai eu l'occasion de croiser pendant ma thèse.

Enfin, je remercie ma famille pour son soutien indéfectible pendant l'ensemble de mon parcours académique : mes sœurs Mathilde et Juliette et mes parents, grâce à qui l'organisation du pot qui a suivi ma soutenance de thèse restera dans les annales de l'hydrologie.

Je clos l'écriture de ces remerciements alors que la mobilité intra-ministérielle m'a emmené loin de l'hydrologie, jusqu'à l'habitat alto-séquanais. Merci aux collègues de la DRIHL d'avoir accepté de m'accueillir et de me permettre un atterrissage post-thèse passionnant et plein de perspectives.

Résumé

Le débit des cours d'eau est issu de nombreux processus hydrologiques, qui transportent l'eau des précipitations jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Parmi eux, les processus impliquant les aquifères jouent un rôle spécifique, en raison de leur capacité à stocker de l'eau sur diverses échelles de temps, dont l'échelle inter-annuelle. En effet, les dynamiques d'évolution du niveau des aquifères peuvent s'étaler sur plusieurs années, en réponse aux aléas climatiques. On parle de mémoire des aquifères : plusieurs années sèches successives sont susceptibles de causer une sécheresse hydrogéologique plus intense qu'une seule année en déficit de précipitations.

Ce phénomène de mémoire s'observe également pour les débits, on parle alors de mémoire des bassins versants. La bonne représentation de cette mémoire dans les dynamiques de sécheresse est l'un des écueils rencontrés par les modèles hydrologiques utilisés pour simuler et prévoir les étiages. Disposer d'outils de prévision fiables des étiages est indispensable à l'adaptation aux sécheresses de plus en plus fréquentes, longues et intenses, causées par le changement climatique en cours. L'utilisation de données piézométriques, représentatives de la mémoire des aquifères et largement disponibles sur le territoire de la France métropolitaine, est donc une piste pour améliorer la modélisation hydrologique des étiages.

Pour ce faire, après un premier ensemble large de 1 664 bassins, nous avons d'abord constitué un échantillon de 107 bassins versants de France métropolitaine, associés chacun à un ou plusieurs piézomètres représentatifs de son contexte hydrogéologique. Cette base de données compte ainsi 160 couples bassin versant/piézomètre. Nous avons ensuite mis en évidence le phénomène de mémoire des bassins versants, en développant et en appliquant à l'échantillon une nouvelle méthode de séparation d'hydrogramme. L'étude des statistiques annuelles sur les valeurs moyennes et les événements extrêmes des séries temporelles de débit et de niveau piézométrique a par ailleurs permis de souligner les relations entre mémoire des aquifères et mémoire des bassins versants, tout en mettant en exergue les différences régionales et la diversité du rôle joué par les aquifères dans l'hydrologie de surface.

Dans un second temps, nous avons développé et validé un modèle hydrologique global conceptuel capable de simuler à la fois le débit et la piézométrie, en adaptant la structure d'un modèle hydrologique existant et en proposant une nouvelle stratégie de calage. Enfin, nous avons évalué ce modèle en prévision des étiages et avons tenté d'améliorer ses performances en assimilant complètement les dernières données observées dans le modèle. L'originalité de notre travail réside dans l'utilisation jointe de données de débits et de niveau piézométrique au service de l'hydrologie de surface, dans une approche inter-disciplinaire menée sur un grand nombre de bassins versants présentant des contextes très variés.

Abstract

River discharge results from numerous hydrological processes, which control the movement of water until it reaches the catchment outlet. Among these processes, those implying aquifers play a specific role because of the capacity to store water on various time scales, including the inter-annual scale. Indeed, the evolution of groundwater level is ruled by dynamics which can spread on several years, in their response to climatic variations. This phenomenon is known as aquifer memory: several successive dry years are likely to cause a more intense hydrogeological drought than a single dry year suffering from a rainfall deficit.

This memory phenomenon is also observed for streamflow: it is then known as catchment memory. Accurately reproducing this memory in the dynamics of droughts is one of the pitfalls encountered by hydrological models when they simulate or forecast low flows. Reliable low-flow forecasting tools are essential to adapt to droughts that become more and more frequent, long and intense because of climate change. Thus, using groundwater level data, which represent aquifer memory and which are broadly available over Mainland France, is a possible way to improve low-flow modelling.

To that end, after a first large set of 1,664 catchments, we first gathered a sample of 107 French catchments, each of them being associated with one or several piezometers which are representative of the catchment hydrogeological context. Thereby, this database includes 160 catchment/piezometer pairs. Then, we highlighted the catchment memory phenomenon, by developing and applying a new hydrograph separation method. We studied annual statistics on mean values and extreme events of streamflow and groundwater level time series; through this study, we underlined the relationships between aquifer and catchment memory, while we emphasised the regional differences and the diversity of roles played by aquifers in surface hydrology.

Afterwards, we developed and validated a lumped conceptual hydrological model, able to simulate both streamflow and groundwater level, by adapting the structure of an existing hydrological model and by proposing a new calibration strategy. Finally, we evaluated this model as a low-flow forecasting tool and we tried to improve its performance by performing full assimilation of observed data into the model. The originality of our work lies in using both streamflow and groundwater level data for surface hydrology, in an inter-disciplinary approach that was applied to a large number of catchments with varied contexts.

Introduction générale

Parue quelques semaines avant l'écriture de ces lignes, la contribution du premier groupe du travail au sixième rapport du GIEC — le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat — établit que le changement climatique en cours augmente la fréquence et la sévérité des sécheresses (Douville et al., 2021), notamment à cause de l'accroissement de l'évaporation en surface, conséquence directe de l'augmentation de la température moyenne, mais aussi de l'évolution de la structure saisonnière des précipitations. Cette augmentation du risque de sécheresses n'est pas uniformément répartie à la surface de la planète : l'Europe centrale et occidentale ainsi que le bassin méditerranéen font partie des régions où elle devrait être la plus importante, aussi bien pour les sécheresses hydrologiques — c'est-à-dire un étiage prononcé des cours d'eau — que pour les sécheresses agricoles — un déficit en eau dans le sol affectant les rendements des cultures — ou écologiques — un épisode sec menaçant la stabilité des écosystèmes. Les enjeux socio-économiques des sécheresses sont importants pour les sociétés humaines, que ce soit pour leur stabilité alimentaire, la pérennité des services écosystémiques ou tout simplement, l'alimentation en eau potable des lieux d'habitation. Les dernières années comptent un exemple de déstabilisation durable de la paix dans une région du monde, causée par des déficits en eau : les mouvements sociaux connus sous le nom de Printemps Arabe, qui ont secoué nombre de pays du nord de l'Afrique, du Proche et du Moyen-Orient entre fin 2010 et mi-2012 ont par exemple été amplifiés, parmi beaucoup d'autres facteurs, par des sécheresses agricoles importantes qui ont conduit à une hausse des prix à la consommation (Johnstone et al., 2011).

Les politiques publiques de gestion des sécheresses reposent souvent, notamment en France, sur des *seuils* : le passage sous un seuil, par exemple de débit d'un cours d'eau ou de niveau d'un aquifère, déclenche des mesures de restriction de l'utilisation de la ressource en eau fixées par arrêté préfectoral : réduction ou interdiction des prélèvements pour l'irrigation agricole, limitation des usages de l'eau pour les particuliers et les industriels. Il s'agit donc d'une réaction à la sécheresse et non d'une anticipation, qui permettrait de gérer la ressource en eau pour limiter l'intensité de la sécheresse. En clair, si l'on sait au début de l'été qu'un cours d'eau atteindra un niveau très bas fin août, alors on peut limiter les prélèvements dans le bassin sans attendre le passage sous le seuil. Pour ce faire, un système fiable de prévision opérationnelle des étiages est nécessaire. En France, la plate-forme multi-modèle Premhyce a été développée depuis 2011 par un ensemble d'institutions de recherche afin de fournir des prévisions des étiages à moyen et long terme aux services du Ministère de la Transition Écologique (Nicolle ; Besson et al., 2020 ; Tilmant et al., 2020). Une autre plate-forme, Aqui-FR, fournit des prévisions à différentes échéances des niveaux de certains aquifères du territoire (Habets ; Ackerer et al., 2015).

L'outil essentiel de la prévision des étiages est le modèle hydrologique, qui transforme la prévision météorologique en prévision de débit des cours d'eau. Les approches de modélisation utilisées pour la conception de modèles hydrologiques sont diverses, avec des différences parfois radicales dans la démarche de représentation des processus hydrologiques. La plate-forme Premhyce compte par exemple cinq modèles, aux approches différentes et utilisés de façon complémentaire. Une des

grandes causes de fractures dans le monde de la modélisation hydrologique est la représentation des eaux souterraines. Les formations géologiques capables de stocker et de restituer de l'eau — les aquifères — jouent un rôle crucial dans l'alimentation des rivières, en particulier lors des sécheresses : en une phrase, les aquifères stockent de l'eau pendant les périodes humides pour la restituer pendant les périodes sèches, où ils deviennent la seule source d'alimentation du cours d'eau. Pourtant, comme souligné par Le Moine (2008), nombreuses sont les approches de modélisation hydrologique qui ne représentent pas, ou en tout cas pas directement, les aquifères ; le flux entre le bassin versant de surface et l'aquifère peut être simplement représenté par une *perte* qui complète le bilan en eau du bassin. Barthel (2014) attribue cette négligence aux différences presque *culturelles* qui existent entre le monde de la modélisation hydrologique de surface et celui de la modélisation hydrogéologique, soit des eaux souterraines. Le problème de la modélisation d'un bassin versant est de toute façon un problème interdisciplinaire, entre hydrologie, hydrogéologie, hydraulique mais aussi sciences humaines et sociales dès que l'on évoque l'influence humaine sur la ressource en eau.

Un événement de sécheresse des dernières décennies qui a particulièrement marqué le monde de la modélisation hydrologique est la sécheresse du Millénaire — ou *Millenium drought* — qui a frappé l'Australie entre 1996 et 2011. Les rejeux de cette sécheresse, notamment celui entrepris par Fowler et al. (2020), ont permis de mettre en lumière les limites de certains modèles hydrologiques, en particulier face à des événements aussi longs, impliquant des dynamiques de long-terme dans les processus hydrologiques. Fowler et al. (2020) évoquent notamment l'insuffisante représentation de la *mémoire* des bassins versants par les modèles hydrologiques et la nécessité pour les modèles de pouvoir atteindre des états inédits, face à des événements climatiques jamais rencontrés jusqu'alors, ce qui est crucial en contexte de changement climatique. La mémoire des bassins versants est définie par leur capacité à *se souvenir* de conditions climatiques anciennes : en clair, une succession d'années sèches causera une sécheresse plus intense qu'une seule année sèche. La représentation de la mémoire est reliée à celle des aquifères : ceux-ci étant capables de stocker de l'eau sur de longues durées, leur niveau varie bien plus lentement que d'autres états du bassin versant ; à ce titre, on peut faire l'hypothèse que, dans nombre de bassins versants, les aquifères portent la mémoire et à ce titre, les données de niveau de ces aquifères ont un contenu informatif utile pour la prévision des étiages.

L'objectif de cette thèse est d'améliorer un modèle hydrologique en y ajoutant une nouvelle source de données, les mesures de niveau piézométrique, pour aboutir à de meilleures simulations et prévisions des étiages. Pour cela, il nous faut d'abord évaluer le contenu informatif de ces mesures et en particulier, savoir si celles-ci nous renseignent sur la mémoire des bassins versants. Ensuite, la structure du modèle doit être modifiée pour prendre explicitement en compte le niveau des aquifères. La nouvelle structure sera évaluée dans différents exercices de simulation et de prévision des étiages.

Ce mémoire est organisé en trois parties et six chapitres.

La **première partie** présente le contexte du travail. Le premier chapitre expose le positionnement scientifique de celui-ci au sein de l'univers de la modélisation hydrologique. Il donne également les principales justifications théoriques et pratiques des hypothèses utilisées pour cette thèse. Le deuxième chapitre décrit la sélection et la constitution des deux échantillons de bassins versants utilisés dans ce travail. En particulier, il expose le travail d'analyse de données et de cartographie entrepris pour associer les piézomètres aux bassins versants.

La **deuxième partie** suit la piste de la mémoire des bassins versants. Le troisième chapitre, sous forme d'un article publié dans *Hydrology and Earth System Sciences*, présente une première approche d'évaluation de la mémoire des bassins versants à l'échelle nationale, via une méthode nouvelle de séparation d'hydrogramme. Le quatrième chapitre, rassemblant deux communications courtes, l'une soumise à *Environmental Research Letters* et l'autre publiée dans *La Houille Blanche*,

expose les différentes études entreprises pour comparer la mémoire des débits et de la piézométrie, afin d'estimer le contenu informatif de la seconde.

La **troisième partie** retrace les essais d'incorporation des données piézométriques dans le modèle GR6J, déjà utilisé au sein de la plate-forme PREMHYCE pour la prévision des étiages. Le cinquième chapitre, sous forme d'un article soumis à *Hydrology and Earth System Sciences*, présente l'adaptation de la structure du modèle pour la simulation de niveaux piézométriques et le développement d'une stratégie de calage composite adaptée à cette nouvelle structure. Le sixième chapitre décrit les essais d'assimilation de données piézométriques dans cette nouvelle structure de modèle et leur impact sur la prévision des étiages.

Enfin, trois annexes sont disponibles après la conclusion : l'annexe A donne les équations utiles pour l'implémentation des méthodes décrites dans le chapitre 6 ; l'annexe B contient une échelle des temps géologiques, utile au non-géologue pour la compréhension de certaines parties de ce mémoire, notamment le chapitre 2 ; l'annexe C décrit brièvement le fonctionnement de la bibliothèque C++ qui a été développée et utilisée pour les calculs de la troisième partie.

Sommaire

Remerciements **I**

Résumé **V**

Abstract **VII**

Introduction générale **IX**

Sommaire **1**

I Contexte du travail 3

1 Positionnement scientifique **5**
1.1 Généralités sur la modélisation pluie-débit 5
1.2 L'exercice de modélisation 13
1.3 La mémoire des bassins versants 19
1.4 Le rôle des eaux souterraines dans l'hydrologie de surface 24
1.5 Représenter les aquifères dans un modèle de surface 29
1.6 Synthèse et objectifs de la thèse 35

2 Sélection et constitution de la base de données **37**
2.1 Contexte hydrogéologique de la France métropolitaine 37
2.2 Les sources de données 55
2.3 Sélection d'un premier échantillon large 58
2.4 Sélection d'un second échantillon restreint 59

II Étude de la mémoire des bassins versants 65

3 Mémoire des débits et séparation d'hydrogramme **67**
3.1 Introduction 67
3.2 Article sur la séparation d'hydrogramme 68
3.3 Conclusion 86

4 Mémoire des débits et de la piézométrie **87**
4.1 Introduction 87
4.2 Une première étude de corrélations statistiques annuelles 88
4.3 Des statistiques annuelles à un modèle explicite de mémoire 101
4.4 Article de *La Houille Blanche* 101
4.5 Analyse sur l'ensemble de l'échantillon 110
4.6 Conclusion 113

III Incorporation de données piézométriques dans la modélisation pluie-débit 115

5 Adaptation du modèle GR6J 117
5.1 Introduction . . . 117
5.2 Article soumis à *Hydrology and Earth System Sciences* . . . 119
5.3 Conclusion . . . 156

6 Assimilation de données piézométriques 159
6.1 Introduction . . . 159
6.2 Matériel et méthodes . . . 162
6.3 Résultats . . . 164
6.4 Discussion . . . 171
6.5 Conclusion . . . 172

Conclusion générale 175

Références bibliographiques 179

Table des matières 193

Table des figures 198

Liste des tableaux 200

Annexes 201

A Les équations du modèle GRZJ et leur adaptation 205
A.1 Structure générale du modèle . . . 205
A.2 Fonctionnement détaillé . . . 205
A.3 Adaptation des équations pour l'assimilation de données . . . 209

B Échelle des temps géologiques 215

C GRcpp : une bibliothèque C++ 219
C.1 Compilation et utilisation de la bibliothèque . . . 219
C.2 Le cœur de la bibliothèque : les modèles hydrologiques . . . 220
C.3 Le calcul des critères de performances . . . 221
C.4 L'assimilation de données . . . 221
C.5 L'exécutable de test . . . 222

Première partie

Contexte du travail

Chapitre 1

Positionnement scientifique

1.1 Généralités sur la modélisation pluie-débit

1.1.1 L'objet d'étude : le bassin versant jaugé

L'hydrologie est définie par Cosandey (2012) comme l'étude des trois processus élémentaires du cycle de l'eau : les précipitations — liquides, sous forme de pluie, ou solides, sous forme de neige ; l'évaporation ; l'écoulement, qu'il soit visible en surface ou non. Cette description très sommaire du cycle de l'eau permet cependant d'appréhender les principaux flux à l'œuvre : de l'atmosphère vers la surface ; de la surface vers l'atmosphère ; et enfin, en restant à la surface, d'un point à un autre. Différentes branches de l'hydrologie s'intéressent à diverses échelles géographiques, de la planète entière au parking de supermarché, mais il en est une privilégiée : le bassin versant.

Un bassin versant est défini à partir d'un point d'un cours d'eau. Il est formé par l'ensemble des points de la surface où l'eau s'écoule jusqu'à ce point de référence, appelé exutoire du bassin versant. Cette définition est fondée sur le principe d'écoulement gravitaire : en un point donné de l'espace, l'eau liquide est destinée à s'écouler vers les points de moindre altitude. Les frontières du bassin versant sont appelées lignes de partage des eaux. Une goutte de pluie tombée exactement sur une telle ligne devrait donc se séparer en deux moitiés qui s'écouleront vers deux exutoires différents. Un exemple de bassin versant est présenté en figure 1.1.

À l'échelle du bassin versant, on peut définir des grandeurs hydrologiques agrégées, en regard des trois processus évoqués ci-avant : le débit mesuré dans le cours d'eau à l'exutoire du bassin ; les précipitations, liquides et solides ; l'évaporation. Ces grandeurs étant des flux, on peut naturellement les exprimer comme des débits volumiques, en mètres cubes par seconde, mais il est souvent plus commode de les convertir en lames d'eau — en millimètres par unité de temps — en divisant par la surface du bassin versant et ainsi de s'affranchir de leur caractère extensif. Le bilan fondamental du cycle de l'eau dans le bassin peut alors s'écrire :

$$P + I = E + Q \tag{1.1}$$

avec P les précipitations, E l'évaporation, Q le débit à l'exutoire et I les échanges entre bassins versants. Ce quatrième terme est nécessaire à la clôture du bilan, puisque le bassin versant topographique ne correspond pas forcément aux limites réelles des flux d'eau : des échanges inter-bassins

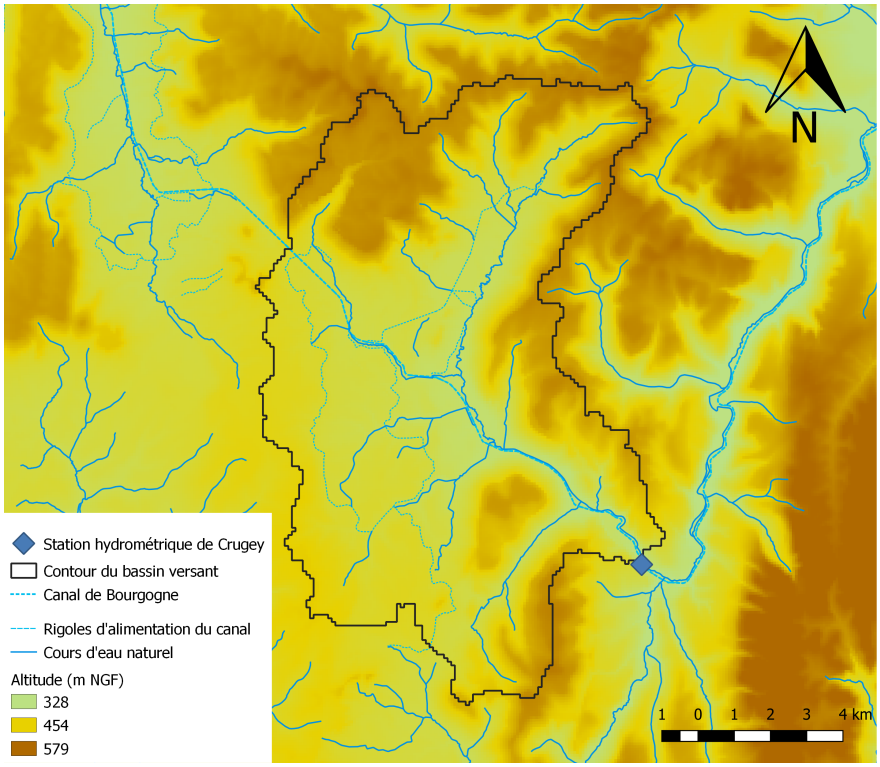


FIGURE 1.1 – Le bassin versant de la Vandenesse à Crugey (21). Le canal de Bourgogne et ses rigoles d'alimentation constituent une source d'influence anthropique susceptible de modifier le débit observé à l'exutoire.

sont susceptibles de se produire, soit via les eaux souterraines, soit par la main de l'Homme qui peut exporter ou importer de l'eau dans le bassin — par exemple, pour alimenter un canal de navigation comme sur la figure 1.1. Ce bilan élémentaire n'est en général pas vrai à de petites échelles de temps, puisque divers éléments naturels ou artificiels d'un bassin versant sont susceptibles de stocker de l'eau à diverses échelles de temps : sol, sous-sol, lacs, manteau neigeux, glacier... Brooks et al. (2013) écrivent alors le bilan de façon plus précise, avec S le stockage et ΔS sa variation :

$$\Delta S = I + P - Q - E \tag{1.2}$$

À l'échelle inter-annuelle, c'est-à-dire lorsqu'on prend la valeur moyenne de cette équation sur plusieurs années, on peut considérer que le stockage est constant et donc que $\Delta S = 0$, ce qui permet de retrouver l'équation 1.1. L'étude des relations entre les cinq variables de l'équation 1.2 et la conception de modèles capables de les reproduire forment les objectifs principaux de la modélisation hydrologique.

On peut définir un bassin versant à partir de n'importe quel point dans un cours d'eau, mais il est une catégorie particulièrement intéressante pour l'hydrologue : le bassin versant jaugé, dont l'exutoire correspond à une station de mesure du débit dans le cours d'eau. La mesure du débit, appelée hydrométrie, est une discipline en soi : on se référera à Herschy (2008) pour une revue des techniques existantes. La plupart des méthodes sont difficiles et/ou coûteuses à mettre en place de façon continue ; en France métropolitaine, la plupart des stations mesurent en réalité la hauteur de l'eau, qui est ensuite convertie en débit par une courbe de tarage, calibrée au moyen d'un certain nombre de mesures ponctuelles de débit réalisées à différents niveaux. Cosandey (2012) souligne la nécessité d'une configuration géométrique et hydrodynamique stable au niveau de la station, condition nécessaire à l'hypothèse de stationnarité de la relation hauteur/débit.

1.1.2 Deux objectifs distincts : prévision et simulation

Cette mesure continue, directe ou indirecte, du débit à l'exutoire permet de préciser la définition de l'objectif principal de la modélisation hydrologique : la reproduction de la série temporelle du débit observé par le modèle, à partir de séries temporelles des autres variables du bilan — précipitations, évaporation et éventuels échanges connus, par exemple les prélèvements en eau d'origine anthropique. On parle de façon réductrice de *modélisation pluie-débit*, avec une vision du bassin versant comme système possédant une entrée — les précipitations — et une sortie — le débit à l'exutoire.

Deux applications principales de la modélisation hydrologique sont distinguées par Berthet (2010) : la simulation et la prévision. En simulation, le modèle reproduit les débits à partir des séries d'entrée, en traitant tous les pas de temps de façon égale. Divers usages sont faits d'une simulation : estimer les débits hors des périodes de mesures, reconstituer des séries de débits à partir de données climatiques, reproduire des processus hydrologiques ou évaluer l'impact d'une modification humaine du bassin versant — par exemple, un prélèvement ou un barrage. En prévision, en revanche, l'attention se concentre sur un petit nombre de pas de temps postérieurs à l'instant présent et d'autres données que celles d'entrée peuvent être utilisées : en particulier, les dernières valeurs de débits observées peuvent *corriger* un modèle avant que celui-ci n'effectue la prévision.

L'usage principal de la prévision est l'anticipation des événements extrêmes, crues et étiages, à des fins de sécurité civile pour les crues et de gestion de la ressource en eau, au sens large, pour les étiages. La prévision des crues et celle des étiages constituent deux exercices très différents, d'abord pour leurs enjeux, mais aussi pour leurs dynamiques temporelles. En effet, les échelles de temps des crues sont souvent courtes et il est très utile de répondre à une question comme : à quelle hauteur sera la rivière dans 6, 12 ou 24 heures ? À l'inverse, la gestion de la ressource en eau en période de sécheresse s'inscrit nécessairement sur le temps long et l'échelle de prévision sera davantage de l'ordre de la semaine, voire du mois (Michel, 1991).

L'exercice de simulation est presque toujours conduit de façon déterministe, c'est-à-dire avec une seule entrée et une seule sortie du modèle. Ce n'est pas le cas pour la prévision, qui peut être déterministe ou probabiliste (Beven, 2012), c'est-à-dire considérer les entrées et les sorties du modèle comme des variables aléatoires issues d'une distribution de probabilité. La plupart des modèles sont déterministes mais ils peuvent être utilisées de façon probabiliste par des approches dites d'ensemble, qui seront décrites plus loin dans ce chapitre.

1.1.3 La conception d'un modèle hydrologique : réductionnisme contre holisme

Les processus hydrologiques à l'œuvre dans un bassin versant sont si nombreux et complexes qu'il est presque impossible de les représenter explicitement et intégralement dans un modèle : on ne peut suivre le parcours de chaque molécule d'eau depuis son arrivée à quelques mètres de la surface du bassin versant jusqu'à l'exutoire. Tout modèle hydrologique, comme dans nombre de sciences physiques, est donc une simplification de la réalité, ce qui est bien résumé par l'aphorisme de Box (1976) : *"All models are wrong but some are useful"*.

En outre, la modélisation hydrologique se fait dans un contexte d'information limitée car il n'est pas possible de mesurer l'ensemble des variables d'intérêt pour représenter ces processus. Ainsi, les mesures des précipitations, de l'évaporation ou du stockage de l'eau dans le sol ne peuvent se

faire qu'en un nombre limité de points ou indirectement ; les moyens d'extrapoler ces mesures à l'ensemble du bassin versant seront détaillés plus loin dans ce chapitre. L'estimation des variables d'intérêt qui ne sont pas mesurables — ou mesurables mais non mesurées — est en fait la raison d'être du modèle hydrologique (Beven, 2012), même s'il le fait de façon approchée.

La conception d'un modèle hydrologique nécessite donc un certain degré de conceptualisation (Beven, 2012), c'est-à-dire un ensemble d'hypothèses qui permettent de résumer les processus hydrologiques à l'œuvre dans une représentation acceptable et utile de la réalité. On peut distinguer deux grandes approches : l'approche réductionniste ou ascendante et l'approche holiste ou descendante (M. Roche, 1971).

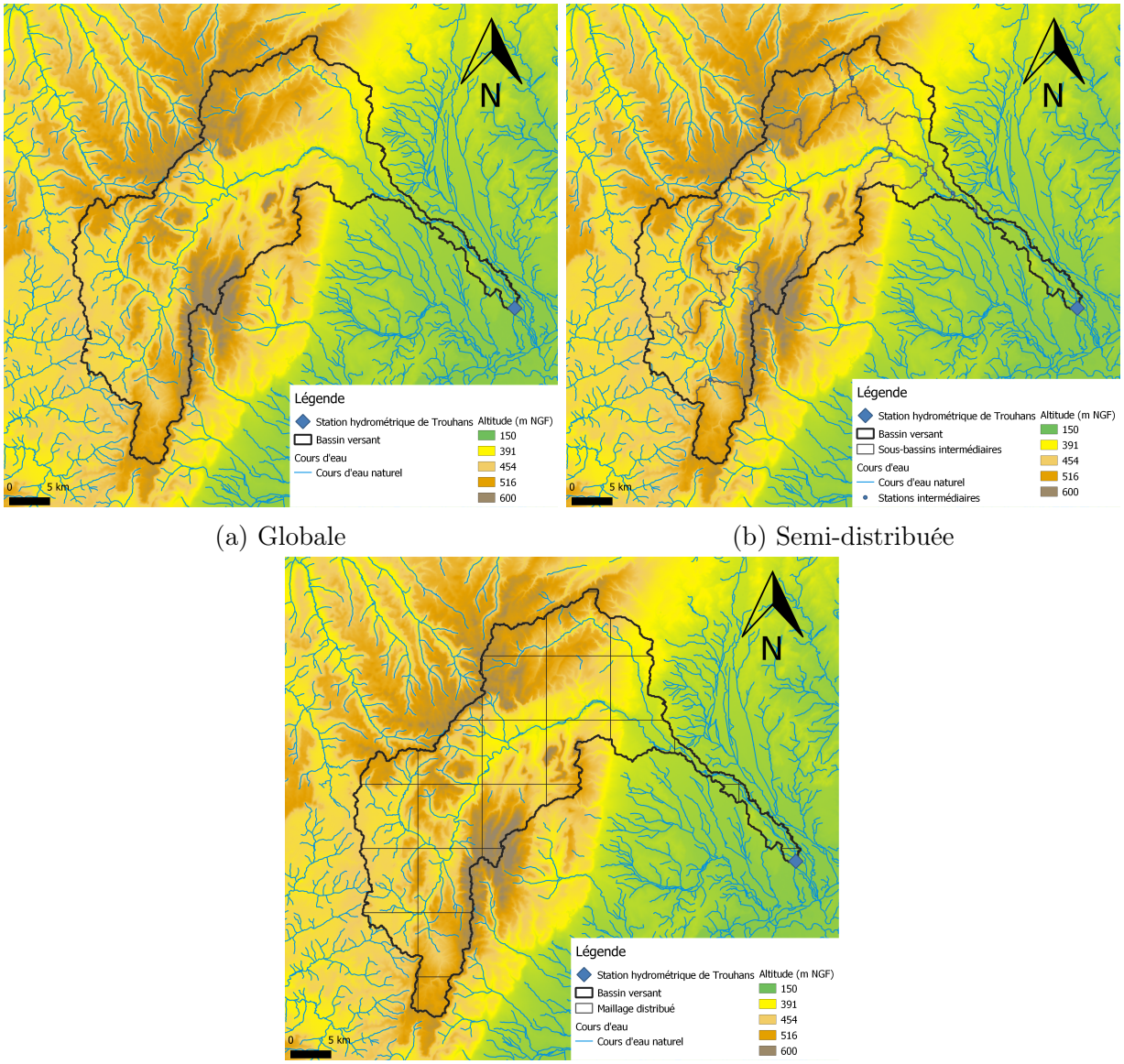
D'une part, l'approche réductionniste ou ascendante s'attache à représenter le bilan en eau à l'échelle locale, au moyen d'une équation dérivée de celle du bilan présentée en 1.2. Le terme d'écoulement résultant de ce bilan local a ensuite une influence sur les autres points du bassin versant, par exemple ceux situés immédiatement en aval, au moyen d'équations de transport. Ces modèles sont fondés sur la bonne connaissance des processus à l'échelle locale, puisqu'ils sont facilement mesurables (Blöschl, 2013) ; le défi est alors d'agréger cette bonne connaissance locale à toutes les échelles géographiques jusqu'à celle du bassin versant. C'est une approche couramment utilisée par les schémas de surface des modèles climatiques, comme Orchidée (Guimberteau et al., 2012) ou Flux-PIHM (Shi et al., 2013). Le Moine (2008) parle de *puzzle* : il n'est pas nécessaire de savoir quelle est l'image globale que l'on découpe en petits morceaux ; l'enjeu est, en revanche, de bien emboîter toutes les petites pièces les unes avec les autres.

D'autre part, l'approche holiste ou descendante ne se concentre pas sur la représentation explicite de certains processus hydrologiques mais sur celle de la variable d'intérêt direct, le débit. La représentation physique est *"survolée"* (M. Roche, 1971) et le niveau de conceptualisation est plus avancé. On peut alors, en bon ingénieur, s'attacher à bien représenter la relation entrée–sortie entre la pluie — voire d'autres variables d'entrée — et le débit. Cette approche est utilisée par la plupart des modèles hydrologiques opérationnels ; parmi les plus anciens, on peut citer HBV (Bergström, 1976) ou la famille GR (Michel, 1991). On parle également de modèles *conceptuels*, opposés aux modèles *à base physique* issus de l'approche réductionniste.

Outre la description temporelle des processus, les modèles diffèrent par leur degré de discrétisation spatiale : le bassin versant peut être représenté comme une seule unité géographique — on parle alors de modèle global — ou comme un ensemble de cellules d'une grille qui interagissent entre elles — dans les modèles distribués. Ces derniers prennent alors en compte la variabilité spatiale des variables d'intérêt pour le modèle, que ce soit les entrées météorologiques ou les caractéristiques du bassin versant (Lobligeois, 2014). Les modèles ascendants ou réductionnistes sont presque tous distribués, puisqu'ils doivent d'abord représenter les processus hydrologiques à l'échelle locale avant de passer à celle du bassin.

En revanche, les modèles descendants ou holistes peuvent avoir différents niveaux de discrétisation, en fonction des hypothèses de la conceptualisation : ainsi, Topmodel (Beven ; Kirkby et al., 1984) ou GRD (Jay-Allemand et al., 2020), modèles issus de l'approche holiste, sont aussi spatialement distribués. L'agrégation des processus à l'échelle de l'ensemble du bassin versant est simplement une hypothèse de modélisation supplémentaire, qui est suivie par de nombreux modèles, dont HBV ou GR cités plus haut. Une approche intermédiaire est constituée par les modèles semi-distribués, qui découpent le bassin versant en sous-bassins, c'est-à-dire en bassins versants plus petits dont les exutoires font partie du grand bassin. Des versions semi-distribuées de TOPMODEL (Corral et al., 2000) et de GR (Lobligeois, 2014 ; Lavenne et al., 2016) ont été par exemple déve-

loppées. La figure 1.2 présente ces trois approches de discrétisation spatiale appliquées à un même bassin versant, celui de l'Ouche à Trouhans (21).



(a) Globale (b) Semi-distribuée

(c) Distribuée

FIGURE 1.2 – Exemples de discrétisation du bassin de l'Ouche à Trouhans (21) : (a) globale, (b) semi-distribuée avec les stations hydrométriques intermédiaires disponibles et (c) distribuée avec des mailles carrées de 8 km de côté.

D'un point de vue pratique, ce qui est en jeu dans cette dichotomie d'approches et dans les différents types de discrétisation spatiale est le niveau de complexité que l'on veut et que l'on peut donner à un modèle hydrologique. Bien que les modèles les plus complexes, issus d'approches réductionnistes, semblent être — au premier abord — les plus satisfaisants intellectuellement, ils ne sont pas nécessairement les plus performants (cf. par exemple Orth et al., 2015). Berthet (2010) souligne même qu'un degré accru de complexité diminue le pouvoir prédictif d'un modèle. En fait, le degré de complexité possible est largement dicté par le contenu informatif des données disponibles : plus on peut décrire précisément les processus à l'œuvre dans le bassin versant, plus on peut élaborer un modèle complexe au fort pouvoir explicatif et prédictif, notamment dans un contexte d'extrapolation (Gupta ; Wagener et al., 2008). À l'inverse, les données peuvent être des vecteurs de désinformation, notamment à cause des incertitudes liées à la mesure ou à l'échantillonnage spatial et temporel dans le bassin versant (Beven ; Westerberg, 2011).

Une autre question liée à la simplification de la réalité par le modèle est celle de la discrétisation du temps. D'une part, si les équations de la physique sont continues, elles ne sont pas toujours solubles analytiquement et il faut alors passer par un schéma de résolution numérique approché qui fonctionne en temps discret. D'autre part, les données d'entrée ne sont pas disponibles de façon continue mais selon un échantillonnage. C'est la résolution des données d'entrée qui est en général limitante et qui va déterminer le *pas de temps* de fonctionnement du modèle, c'est-à-dire la résolution temporelle de ses variables internes, qui est inférieure ou égale à celle des entrées. La discrétisation des équations peut se faire au même pas de temps que les séries temporelles de données, mais il est également possible d'utiliser des schémas numériques plus fins. En pratique, les pas de temps annuels et mensuels sont utilisés pour certains modèles de gestion à long terme, mais on utilise plutôt le pas de temps journalier pour les événements à dynamique longue — comme les étiages – et le pas de temps horaire, voire infra-horaire, plus coûteux en temps de calcul, pour des événements à dynamique plus courte — comme les crues (Michel, 1991 ; Berthet, 2010). Certains modèles ou familles de modèles peuvent être développées pour être utilisées à plusieurs pas de temps (Mouelhi, 2003 ; Ficchí, 2017).

1.1.4 Paramétrisation et stationnarité

À ce stade, une fois conçu et écrit le système d'équations qui compose le modèle hydrologique, on s'aperçoit que celui-ci repose en général sur un certain nombre de paramètres, qu'il faut déterminer avant utilisation pour simuler ou prévoir des débits. Les exemples de modèles non paramétriques sont rares — on peut citer par exemple la formule d'Oldekop (Oldekop, 1911 ; Andréassian et al., 2016), qui peut être vue comme un modèle hydrologique à pas de temps annuel, voire pluri-annuel. L'ensemble des valeurs des paramètres — le jeu de paramètres — dépend des caractéristiques inhérentes à chaque bassin versant et c'est en les faisant varier que l'on reproduit l'idiosyncrasie de celui-ci.

Les approches réductionnistes ambitionnent généralement une paramétrisation a priori de leur modèle, à partir des caractéristiques locales des pièces du puzzle évoquées plus haut. Mais elles se heurtent souvent, en dehors de quelques bassins expérimentaux très bien connus, à la faible disponibilité de l'information pour tous les éléments du modèle : comment savoir en tout point du sous-sol d'un bassin versant, quelle est la transmittivité du sol, ou comment connaître la résistance stomatique foliaire de tout végétal ? Bien que la disponibilité toujours plus large de données télédétectées permette de répondre en partie à cette exigence (Le Moine, 2008), cette difficulté de paramétrisation est incompatible avec la nécessité de représenter les processus de façon univoque pour obtenir des prévisions ou des simulations de débit peu incertaines (Beven, 2000). Le Moine (2008) souligne également que les propriétés mesurées à petite échelle ne sont pas forcément vraies à celle du bassin versant : ainsi, la porosité du sol à l'échelle microscopique a peu à voir avec les propriétés des aquifères à grande échelle, par exemple le tenseur des perméabilités utilisé dans la loi de Darcy.

Il est alors nécessaire d'entreprendre un calage des paramètres du modèle a posteriori, à partir de jeux de données observées que l'on peut relier à des éléments du modèle, en particulier le débit observé à l'exutoire que l'on peut comparer au débit simulé ou prévu par le modèle. Cette méthode de paramétrisation est la plus utilisée par les approches holistes. Il s'agit alors de résoudre un problème d'optimisation d'une fonction objectif impliquant les données simulées et observées. La complexité du problème d'optimisation croît avec le nombre de paramètres (Beven, 2012) et des situations d'équi-finalité peuvent alors apparaître : plusieurs jeux de paramètres, donnant des hydrogrammes différents, sont évalués au même niveau par la fonction objectif. La décision se

fait alors sur d'autres critères, par exemple une évaluation du réalisme des processus simulés par le modèle en interne (Bouaziz et al., 2021). Il est également possible d'utiliser plusieurs jeux de paramètres dans certaines approches (Beven, 2012) que l'on qualifie alors d'ensemblistes.

Bien sûr, l'utilisation d'un seul jeu de paramètres pour un bassin versant donné pendant toute la durée de la modélisation découle d'une hypothèse fondamentale, celle de stationnarité : les caractéristiques du bassin versant ne doivent pas avoir changé entre la période qui a servi à la paramétrisation et celle de l'utilisation effective du modèle. de Marsily (2005) parle d'*unité d'action*, comme dans le théâtre classique. Des ruptures de stationnarité dans un bassin versant peuvent avoir pour origine un événement naturel : par exemple, la Drôme a vu son lit grandement modifié par un éboulement en 1442 (Landon et al., 1999) ; mais elles sont le plus souvent causées par des activités humaines, comme la construction d'une retenue ou la mise en place d'une installation de prélèvement. La figure 1.3 en présente un exemple, avec la mise en service des lacs-réservoirs Amance et du Temple qui a clairement modifié le fonctionnement du bassin de l'Aube par sa fonction de soutien d'étiage et d'écrêtement de crues.

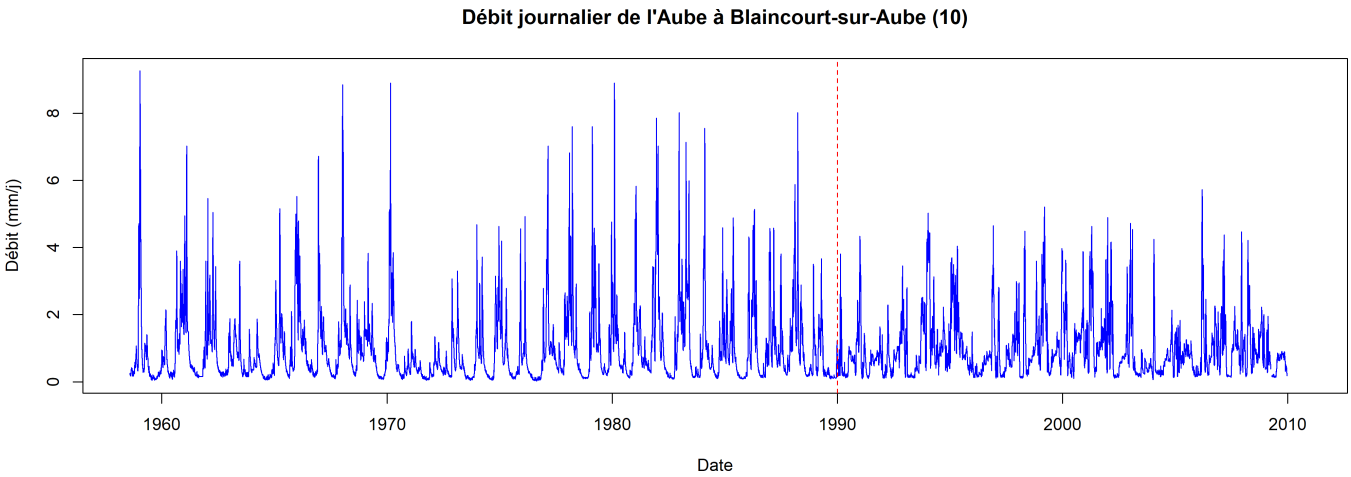


FIGURE 1.3 – Non-stationnarité du bassin de l'Aube suite à la mise en service des lacs-réservoirs Amance et du Temple en 1990, visible en ligne pointillée rouge.

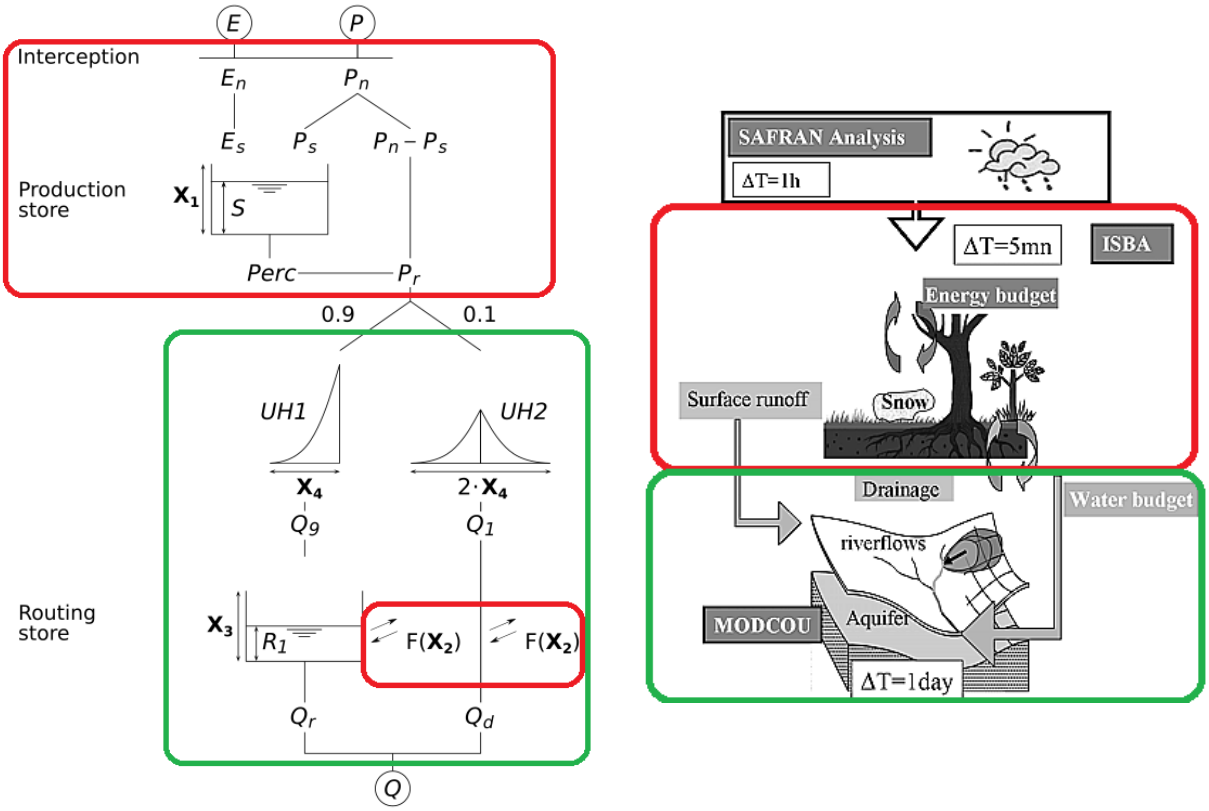
1.1.5 Structure générale d'un modèle hydrologique

La diversité des approches de modélisation, décrite plus haut, a engendré une grande diversité de structures de modèles hydrologiques. Cependant, quelques invariants persistent dans la grande majorité des modèles, en particulier dans les approches holistes, aussi dites conceptuelles. Beven (2012) lie ces constantes à la paternité du modèle ESMA pour *explicit soil moisture accounting* (O'Connell, 1991).

Bien qu'ancienne, la description donnée par M. Roche (1971) de la structure générale de la plupart des modèles hydrologiques est toujours d'actualité. L'entrée — les précipitations — arrivent d'abord dans une fonction de production, qui représente les processus hydrologiques à l'œuvre à l'échelle locale : interception par la végétation, installations humaines, évaporation, infiltration, etc. Cette fonction de production détermine la quantité d'eau disponible pour une seconde fonction, la fonction de routage, dite aussi de transport ou de transfert, qui transporte cette eau disponible jusqu'à l'exutoire du bassin versant, en représentant les différents processus participant à ce transport : le ruissellement de surface, parfois nommé hortonien (Horton, 1945), constitué du reliquat de ce qui ne s'infiltre pas, soit par saturation du sol soit par dépassement de la capacité d'infiltration ; le transport sous la surface (Robson et al., 1992) ; enfin, le transport souterrain, dont toute

la complexité fera l'objet de développements ultérieurs dans ce chapitre. La figure 1.4 distingue ces deux fonctions dans les structures de deux modèles très différents : le modèle global holiste GR4J et le modèle distribué réductionniste Isba–Modcou.

Le raffinement de la complexité de ces deux fonctions fait l'objet de développements séparés. Pour la fonction de production, il s'agira de prendre en compte de plus en plus d'éléments du cycle de l'eau au niveau local : ainsi, le rôle de la forêt, l'influence des constructions humaines sur les précipitations ou le pergélisol sont représentés dans des modèles de surface comme Orchidée (Guimberteau et al., 2012). Pour la fonction de routage, les développements se font plutôt du côté de l'hydraulique pour mieux représenter la propagation des perturbations dans le bassin versant, par exemple les ondes de crues pour la prévision des inondations (Lerat, 2009 ; Rebolho, 2018).



(a) Modèle global conceptuel GR4J

(b) Modèle distribué "à base physique" Isba–Modcou

Figure 1.4 – Identification des fonctions de production — en rouge — et de routage — en vert — dans deux structures de modèles hydrologiques : GR4J (adapté de Coron et al., 2021) et la chaîne Safran–Isba–Modcou (adapté de Habets ; Boone et al., 2008).

La reproduction du cycle de l'eau dans un modèle hydrologique le conduit à comporter deux types de variables internes : les états et les flux — en plus des variables externes que sont les entrées et les sorties. La discrétisation d'équations du modèle continu mène à cette séparation : les variables dont la valeur au pas de temps n a une influence sur sa valeur au pas de temps $n+1$ — les états du modèle — et celles pour qui ce n'est pas le cas, qui sont les flux. Ainsi, les différents stockages d'eau dans le modèle sont des états, alors que la variation d'un stockage est un flux. Il s'agit d'une distinction fondamentale dans l'implémentation informatique des modèles, puisque les variables d'état devront être stockées en mémoire entre deux pas de temps.

1.1.6 Généricité, simplicité et parcimonie

Comme souligné précédemment, les différentes approches de modélisation servent des objectifs différents. Dans une perspective d'utilisation opérationnelle, par exemple par les gestionnaires de la ressource en eau, il apparaît nécessaire que les modèles soient utilisables dans une large gamme de contextes. Pourtant, cela ne va pas de soi : Savenije (2009) souligne que les hypothèses de modélisation, qui fondent la structure du modèle, dépendent grandement du bassin et insiste sur la nécessité de développer des modèles sur mesure, pour chaque bassin et son idiosyncrasie. C'est le sens des structures de modèle flexibles, qui permettent d'adapter les processus représentés pour chaque problème de modélisation, comme Superflex (Fenicia et al., 2011). Mais cette approche se heurte à la nécessité de valider les hypothèses de modélisation : Clarke (2008) souligne ainsi qu'un critère essentiel d'évaluation des expériences de modélisation est leur reproductibilité sur plusieurs bassins. Certains modèles prennent donc le partie de la généricité dans le développement de modèle, afin de fournir des outils opérationnels facilement disponibles et utilisables. Comme souligné par Andréassian (2005), un modèle générique doit être capable, parmi tous les processus qu'il représente, de rendre inopérants ceux qui ne sont pas pertinents pour le bassin modélisé.

Une autre exigence formulée par Nash et al. (1970) est celle de simplicité, qui peut être résumée ainsi : il est inutile de complexifier un modèle, c'est-à-dire d'ajouter des processus représentés, si cela n'augmente pas ses performances. Les performances ne s'entendent pas ici simplement comme la simple adéquation des débits observés et mesurés : il peut s'agir également de mieux représenter des processus mesurés par ailleurs, ce qui augmente le réalisme du modèle. Cette exigence de simplicité a d'abord des fondements scientifiques : plus un modèle est complexe, plus il est difficile à valider car le nombre de données nécessaires augmente (Le Moine, 2008). De surcroît, la complexité amène deux problèmes pratiques : d'une part, un modèle plus complexe a besoin de plus de paramètres et devient de fait plus difficile à caler (Beven, 2012) ; il est même susceptible de souffrir de sur-ajustement ou de surapprentissage, un problème bien connu en intelligence artificielle (cf. par exemple Nguyen et al., 2019, pour une réflexion sur le surapprentissage dans un problème de géosciences), ce qui réduirait sa robustesse, c'est-à-dire sa capacité à se confronter à des événements climatiques différents de ceux rencontrés dans les données de calage. D'autre part, d'un point de vue de clients des chercheurs en modélisation hydrologique, que sont les gestionnaires opérationnels de la ressource en eau, un modèle simple est bien plus facile d'appropriation pour, par exemple, un technicien prévisionniste (Michel, 1991). Une conséquence de cette exigence de simplicité est une autre exigence, celle de parcimonie : un modèle doit avoir peu de paramètres pour être robuste et tout ajout d'un paramètre doit se faire en évaluant le gain de performances apporté par ce paramètre supplémentaire.

1.2 L'exercice de modélisation

1.2.1 Les données nécessaires

La quantité et la nature des données nécessaires à la mise en œuvre d'un modèle hydrologique dépendent bien sûr étroitement de sa structure et des processus représentés. C'est d'ailleurs souvent la donnée qui influence le modèle et non le contraire : certaines structures plus complexes sont implémentées parce que les données à même de décrire le processus représenté sont disponibles (Beven, 2012). La disponibilité croissante de données, notamment télérelevées par satellite et donc disponibles sur de grandes étendues géographiques, a conduit au développement de modèles toujours plus élaborés pour prendre en compte ces nouvelles informations (Le Moine, 2008). Deux types de

données sont cependant essentiels à une modélisation souvent appelée *pluie–débit* : les données climatiques d'une part — parmi elles, les données de précipitations en particulier — et celles de débit observé. Le problème de l'observation du débit a déjà été évoqué plus haut ; la majorité des données de débit observé proviennent de stations jaugées, où une hauteur d'eau est convertie en débit au moyen d'une courbe de tarage préalablement calibrée sur un certain nombre de jaugeages.

Bien sûr, les données climatiques passées sont utiles lorsque l'exercice de modélisation s'intéresse à des événements passés, que ce soit pour le calage, la simulation ou le rejeu de prévisions. La prévision d'événements hydrologiques futurs et notamment des événements extrêmes nécessite des prévisions météorologiques, qui sont disponibles sous diverses formes selon l'échéance : déterministes jusqu'à 14 jours et sous forme d'ensembles probabilistes au-delà (Ramos, 2018). L'utilisation de données de prévisions météorologiques pour la prévision hydrologique est au-delà des objectifs de cette thèse.

Les données de précipitation sont historiquement mesurées par des pluviomètres, qui sont des récipients ouverts recueillant l'eau de pluie. On peut donc connaître la quantité de pluie tombée entre deux relevés (M. Roche, 1963). Ils ont été ensuite majoritairement remplacés par des pluviographes (Cosandey, 2012), capables d'enregistrer de façon automatique l'intensité de pluie à pas de temps fin, c'est-à-dire la quantité de pluie à chaque pas de temps. Les équipements ont fait l'objet de développements constants, par exemple pour mesurer à la fois les précipitations solides et liquides (Yang et al., 1995 ; Das et al., 2011).

Le problème majeur de la mesure des précipitations est leur hétérogénéité spatiale : un seul point de mesure ne permet pas d'avoir une idée des précipitations de l'ensemble du bassin versant, dès lors que sa superficie dépasse l'échelle de variation des pluies, qui peut être très courte pour certains phénomènes, de l'ordre de quelques kilomètres (Lobligeois, 2014). Il faut alors un réseau de mesure des précipitations sur l'ensemble du bassin versant et l'incertitude sur les lames d'eau précipitées diminue avec l'augmentation de la densité de stations de mesures. En France métropolitaine, cette dernière était de l'ordre d'un poste pour 150 km^2 en 2008 (Cosandey, 2012), ce qui est relativement peu par rapport à l'échelle des phénomènes locaux évoqués plus haut.

Il existe diverses méthodes pour combiner les mesures de plusieurs stations pluviométriques et obtenir ainsi une information spatialisée sur le bassin versant (Otieno et al., 2014). Il est également possible de mesurer les précipitations par radar, ce qui permet d'avoir une bien meilleure vision de leur distribution spatiale et temporelle, même si cette méthode de mesure est affectée par des incertitudes plus nombreuses que les pluviographes (Beven, 2012). La France métropolitaine est ainsi équipée d'un réseau de radars nommé ARAMIS qui couvre 95 % du territoire (Parent-du-Châtelet, 2003 ; Tabary, 2007). D'autres méthodes de télédétection des précipitations existent, par exemple via des capteurs installés sur des satellites, comme la mission GPM — *Global Precipitation Measurement* (Hou et al., 2014). Ces mesures sont bien adaptées aux régions ne disposant pas de stations de mesure au sol mais peinent à donner une information aussi fiable que des pluviographes (Zhao et al., 2017).

D'autres données de précipitations spatialisées sont issues de réanalyses météorologiques, c'est-à-dire de sorties de modèles de prévision numérique du temps, corrigées par les diverses observations — radars, pluviographes ou autre. Ces produits sont en général cohérents avec les observations de terrain et donnent des performances parfois acceptables pour la modélisation hydrologique, bien que leur qualité dépende évidemment des performances du modèle météorologique mis en œuvre et des données de terrain disponibles (Essou et al., 2017 ; Tarek et al., 2020). La réanalyse Safran, disponible à une résolution de 8 km en France métropolitaine, constitue le jeu de données de référence pour le climat passé, avec des données journalières entre 1958 et 2018 (Vidal et al., 2009).

Les mêmes types de données — mesurées in situ, télérelevées ou issues de réanalyses — sont également disponibles pour les autres variables climatiques nécessaires au fonctionnement d'un modèle hydrologique : on peut citer la température, notamment pour la simulation du manteau neigeux (Valéry et al., 2014a ; Valéry et al., 2014b ; Riboust et al., 2018), mais surtout les variables nécessaires à l'estimation de la demande en eau de la végétation, appelée évaporation ou évapotranspiration potentielle (ETP). Beaucoup de méthodes d'estimation de l'ETP existent et leur intercomparaison n'a pas conduit à un consensus scientifique sur une préférence pour la modélisation hydrologique (Sperna Weiland et al., 2012 ; Lemaitre-Basset et al., 2021). La formule développée par Oudin et al. (2005), qui utilise seulement la température et la radiation extraterrestre, permet une estimation simple de l'ETP sans dégradation des performances des modèles.

1.2.2 L'étape de calage

Comme évoqué plus haut, l'immense majorité des modèles hydrologiques sont paramétriques, c'est-à-dire que leur fonctionnement est régi par un certain nombre de paramètres, qui doivent être déterminés pour chaque bassin versant. Certains modèles sont paramétrés, au moins partiellement, a priori, en utilisant un certain nombre de descripteurs géographiques du bassin versant modélisé : altitude, occupation du sol, type de végétation, type de sol et propriétés hydrogéologiques. Mais il faut souvent passer par une étape de calage, c'est-à-dire de détermination d'une valeur optimale des paramètres pour mieux coller aux observations.

En pratique, on calcule une fonction objectif reliant les observations et les données simulées ; cette fonction, qui dépend des valeurs des paramètres, est ensuite optimisée au moyen d'un algorithme approprié. Cette optimisation est d'autant plus facile que le nombre de paramètres est faible : on cherchera alors à limiter le nombre de paramètres du modèle, suivant le principe de parcimonie présenté plus haut, ou à estimer le plus grand nombre de paramètres par des méthodes autres que l'optimisation — par exemple par régionalisation (Poncelet, 2016) ou en les estimant a priori à partir d'autres données.

Les fonctions objectifs les plus courantes, comparant débits observés et simulés, sont :

Le critère de Nash–Sutcliffe : utilisé en simulation, il compare les données simulées à un modèle naïf, donnant un débit constant égal à la moyenne du débit observé ; il vaut 1 s'il y a correspondance parfaite entre débit simulé et débit observé. Sa formule est, avec Q_{sim} le débit simulé, Q_{obs} le débit observé et $\overline{Q_{obs}}$ la moyenne de ce dernier (Nash et al., 1970) :

$$NSE = 1 - \frac{\sum(Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum(Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})^2} \tag{1.3}$$

Le critère de Kling et Gupta : utilisé également en simulation, il est issu d'une reformulation du critère de Nash–Sutcliffe pour mieux prendre en compte la variabilité de l'hydrogramme ; il vaut également 1 en cas de correspondance parfaite. Sa formule est, avec r le coefficient de corrélation entre Q_{sim} et Q_{obs}, $\sigma_{Q_{sim}}$ et $\sigma_{Q_{obs}}$ leurs écarts-types et $\overline{Q_{sim}}$ et $\overline{Q_{obs}}$ leurs moyennes (Gupta ; Kling et al., 2009) :

$$KGE = 1 - \sqrt{(1-r)^2 + \left(1 - \frac{\sigma_{Q_{sim}}}{\sigma_{Q_{obs}}}\right)^2 + \left(1 - \frac{\overline{Q_{sim}}}{\overline{Q_{obs}}}\right)^2} \tag{1.4}$$

Pour mieux prendre en compte le possible biais systématique du modèle, une version modifiée de ce critère a été proposée par Kling et al. (2012), en faisant intervenir le rapport des coefficients de variations des débits :

$$KGE = 1 - \sqrt{(1-r)^2 + \left(1 - \frac{\sigma_{Q_{sim}}\overline{Q_{obs}}}{\sigma_{Q_{obs}}\overline{Q_{sim}}}\right)^2 + \left(1 - \frac{\overline{Q_{sim}}}{\overline{Q_{obs}}}\right)^2} \tag{1.5}$$

Les critères utilisés pour évaluer les prévisions sont plus divers, ils dépendent des objectifs de prévision : volume d'une crue, hauteur du pic de crue, retard du modèle par rapport au passage d'un seuil à la hausse ou à la baisse. Berthet (2010) présente et compare ces critères, en montrant qu'ils sont corrélés les uns aux autres et que l'utilisation de plusieurs critères doit se faire avec le souci de mettre en exergue des informations différentes. Berthet (2010) a également montré que la première version de ces deux critères quadratiques, en particulier le NSE, se concentre sur quelques valeurs extrêmes de l'hydrogramme au niveau des pics de crues. Pour éviter cet écueil, en particulier si l'on cherche à représenter les étiages ou la partie médiane de l'hydrogramme, il est nécessaire d'appliquer une transformation continue et bijective aux données susceptible d'accroître la sensibilité du critère aux erreurs sur la partie de l'hydrogramme qui intéresse le modélisateur : la racine carrée pour la partie médiane ; l'inverse ou le logarithme pour les étiages, bien que cela puisse être source d'artefacts numériques (Santos et al., 2018).

Les fonctions classiques présentées ci-avant ne prennent en compte qu'un seul objectif : on parle de calage mono-objectif. Certaines stratégies de calage peuvent avoir plusieurs objectifs — on parle alors de calage multi-objectif (Khu et al., 2008 ; Mostafaie et al., 2018) — soit pour combiner plusieurs fonctions sur la même sortie — par exemple une fonction sur les crues et une autre sur les étiages — soit pour optimiser la représentation de plusieurs sorties en même temps. On utilise couramment des combinaisons linéaires ou euclidiennes de fonctions objectifs pour entreprendre ce qu'on appelle alors un calage composite, mais certains algorithmes d'optimisation prennent en compte les objectifs pour proposer une gamme de paramètres représentant des compromis différents entre les objectifs. Ce point sera développé au chapitre 5.

1.2.3 L'étape d'initialisation

Comme évoqué plus haut, un certain nombre de variables internes d'un modèle sont des états, c'est-à-dire que leurs valeurs à un pas de temps influence le fonctionnement du modèle aux pas de temps suivants. Apparaît alors un problème : à quelle valeur doit-on fixer initialement ces états ? Une première possibilité, quand la période de fonctionnement du modèle est courte, est de les initialiser à l'aide d'observations : par exemple, l'état de la fonction de production représentant le contenu en eau du sol peut être initialisée à l'aide de données d'humidité du sol (Donier et al., 2003).

Lorsque l'on dispose d'une plus longue période de données d'entrée, il est possible d'utiliser une période de chauffe, c'est-à-dire d'initialiser les états du modèle à des valeurs naïves et d'utiliser les premières années de fonctionnement du modèle pour le faire converger vers des valeurs d'états indépendantes de la condition initiale choisie. On n'utilisera les débits simulés qu'à l'issue de cette période de chauffe. Cette initialisation fait l'objet de recommandations particulières

à chaque modèle. Pour le modèle journalier conceptuel global à quatre paramètres GR4J, Perrin (2000) recommande par exemple une période de chauffe de deux ans, adaptée à plus de 95 % des bassins. P. Roche (2012) évoque plutôt une période de chauffe d'un an, pour avoir un cycle hydrologique complet. La longueur de la période de chauffe est étroitement liée à la notion de mémoire qui sera développée plus bas dans ce chapitre.

1.2.4 Simulation et prévision

Une fois le modèle paramétré et initialisé, il reste à effectuer la simulation ou la prévision qui constitue l'objectif de la modélisation hydrologique. Il n'y pas de différence fondamentale entre simulation et prévision sur le cœur de calcul du modèle, mais il y en a sur l'intérêt porté par l'hydrologue aux résultats : en prévision, l'attention se portera essentiellement sur quelques pas de temps particuliers. Les prévisions hydrologiques, davantage que les simulations, font également l'objet de post-traitements, notamment pour la prise en compte des incertitudes liées aux données d'entrée et à la modélisation (Madadgar et al., 2012), ce qui permet d'améliorer la fiabilité des prévisions (Bourgin et al., 2014).

En plus du post-traitement, une étape facultative utilisée en prévision est l'assimilation de données, qui consiste à corriger les états du modèle à l'instant de prévision avec des données observées, en fonction des incertitudes relatives pesant sur ces deux jeux de variables. L'assimilation de données a été développée historiquement par les météorologues, pour tenir compte du chaos de l'atmosphère : une petite différence dans les valeurs des états du modèle peut mener à de grandes différences à la sortie (Kalnay, 2003). En hydrologie, l'assimilation de données est typiquement utilisée pour corriger un modèle à partir des derniers débits observés — cf. par exemple Berthet (2010) et Piazzi et al. (2021) pour la prévision des crues. Une description plus approfondie des procédés d'assimilations existants en hydrologie sera entreprise au chapitre 6.

Le temps de calcul et la puissance de calcul nécessaires au fonctionnement d'un modèle hydrologique est très dépendante de sa complexité : de quelques millisecondes pour des modèles élémentaires à pas de temps large à plusieurs milliers d'heures de calcul pour certaines applications de modèles distribués complexes (Herman et al., 2013). Outre la complexité inhérente à la conception du modèle, l'implémentation informatique a également un effet important : ainsi, à complexité équivalente, les modèles implémentés dans des langages compilés conçus pour la rapidité d'exécution peuvent fonctionner jusqu'à 100 000 fois plus vite que d'autres écrits dans des langages plus abordables pour des non-programmeurs, mais plus lents (Astagneau et al., 2021).

1.2.5 La prévision d'ensemble

La prévision d'ensemble est un cas particulier de prévision, utilisant de façon probabiliste un modèle déterministe. Elle utilise un ensemble d'entrées — en général, un ensemble de prévisions météorologiques — pour produire un ensemble de sorties, qui sera ensuite utilisé par l'hydrologue pour inférer une distribution de probabilité du débit à venir et par exemple, déterminer la probabilité du dépassement d'un seuil de crue. La figure 1.5 illustre ce principe.

Cette technique est une réponse au caractère chaotique de l'atmosphère évoqué plus haut, qui rend extrêmement difficile la prévision météorologique déterministe au-delà de quelques jours, 14 jours constituant une limite absolue (Froude et al., 2013). En revanche, la prévision météorologique probabiliste à moyen terme — de l'ordre de quelques semaines — permet d'envisager un espace des

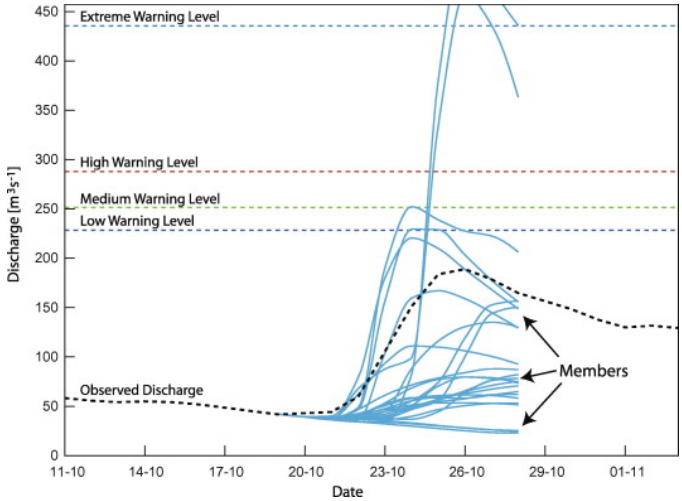


FIGURE 1.5 – Principe de la prévision d'ensemble pour une crue, avec différents seuils d'alerte. Figure reprise de Cloke et al. (2009).

possibles que la prévision hydrologique d'ensemble transforme en espace des possibles de débit, ce qui permet également de tenir compte des incertitudes (Kalnay, 2003 ; Cloke et al., 2009 ; Ramos, 2018). La prévision d'ensemble facilite également l'assimilation de données observées, au moyen d'algorithmes spécifiques qui seront abordés au chapitre 6.

1.2.6 Évaluer les modèles hydrologiques : le *split-sample test*

L'évaluation des performances d'un modèle hydrologique ne peut se faire simplement lors du calage, en examinant par exemple les valeurs des critères utilisés dans la fonction objectif. En effet, les utilisations opérationnelles des modèles, que ce soit en prévision ou en simulation, se font en général en-dehors des périodes où le débit est connu : on souhaite alors juger les performances d'un modèle sur des périodes de temps différentes de celles du calage. Cela permet notamment d'éviter le sur-paramétrage d'un modèle (P. Roche, 2012) : en calage, l'ajout d'un paramètre supplémentaire dans le modèle s'accompagnera forcément d'une augmentation des performances ; en revanche, cet ajout est susceptible de dégrader les performances en validation, c'est-à-dire sur une période différente de celle de calage.

C'est le sens de la méthode de calage-contrôle ou *split-sample test* proposé par Klemeš (1986). Les données disponibles sont divisées en deux périodes de temps égales. La première période sert au calage ; la seconde, à la validation, c'est-à-dire au fonctionnement du modèle et à son évaluation, en utilisant le jeu de paramètre déterminé sur la première période. On peut ensuite intervertir les deux périodes pour un nouvel exercice. On évalue ainsi la capacité de transposition temporelle du modèle.

Le calage-contrôle constitue l'évaluation de référence pour les modèles hydrologiques. Des versions plus complexes de ce test ont été conçues, comme le *comprehensive differential split-sample test*, pour mieux évaluer la robustesse des modèles hydrologiques face à la variabilité climatique (Motavita et al., 2019), en utilisant plusieurs découpages des données disponibles en périodes de longueurs variables. Ces méthodes nécessitent cependant plusieurs calages et simulations, ce qui peut être coûteux en temps de calcul ou même impossible pour des modèles paramétrés a priori et non calés : des alternatives adaptées à ces modèles, comme le *robustness assessment test*, ont été développées (Nicolle ; Andréassian et al., 2021).

1.3 La mémoire des bassins versants

1.3.1 Éléments de définition : persistance contre mémoire

L'approche de modélisation holiste voit le bassin comme un système qui possède une entrée — le flux d'eau disponible pour l'écoulement, calculé à partir des précipitations et de l'évaporation potentielle — et une sortie — le débit à l'exutoire. À un instant donné, la fonction de transfert entre cette entrée et cette sortie ne dépend pas seulement des valeurs de celles-ci et des caractéristiques constantes du bassin versant, mais aussi de l'état du bassin — comme souligné par l'équation 1.2 — qui peut être décrit par diverses variables : l'humidité du sol, le remplissage des aquifères, la hauteur du manteau neigeux ou la taille de la végétation. Les valeurs de ces variables d'état sont déterminées par les conditions climatiques passées du bassin : par exemple, l'humidité du sol est le résultat direct de l'excédent ou du déficit en précipitations des pas de temps précédents. Ainsi, on peut dire que le bassin versant *se souvient* du passé et on parle donc de *mémoire* du bassin — cf. par exemple Roberts (1987) pour une utilisation ancienne du concept.

Le concept assez large de mémoire recouvre des phénomènes avec des échelles de temps très différentes, de la canopée qui reste mouillée quelques heures aux variations décennales des grands aquifères. La mémoire la plus visible est saisonnière (Michel, 1991) : les variations annuelles du cycle de l'eau peuvent facilement être interprétées en termes de mémoire, puisque la quantité de précipitations pendant la saison humide a une influence sur le niveau des étiages pendant la saison sèche (Van Loon, 2015 ; Jenicek et al., 2016). Mais il existe également une mémoire inter-annuelle, dite de long terme : d'une année particulièrement pluvieuse, peuvent découler des conditions humides pour plusieurs années et augmenter ainsi le risque d'inondation ; à l'inverse, une suite d'années particulièrement sèches peut réduire ce risque pour les années suivantes (Merz et al., 2016).

La mémoire de long terme des conditions climatiques est un phénomène spécifique qui n'est qu'une composante des dynamiques inter-annuelles de long terme observées dans les séries temporelles de débit. En effet, les séries temporelles de débit ont une particularité notable appelée *persistance* et définie — pour la température — par J. D. Pelletier et al. (1997) en ces termes : *"Warm years (or days or weeks) are, more often than not, followed by warm years and cold years by cold years"* — les années chaudes (ou les jours ou semaines) sont, la plupart du temps, suivies par des années chaudes et les années froides par des années froides. La même définition pour le cycle de l'eau s'obtient en remplaçant *warm* et *cold* par *wet* et *dry*. La persistance du débit — aussi appelée dépendance — a été notamment étudiée par les gestionnaires de barrages car c'est un problème notable pour la gestion optimale des réservoirs. Hurst (1951) a mis en exergue une propriété statistique singulière des séries temporelles de débit et en a tiré un indice de persistance appelé *Hurst index*, largement utilisé dans des études ultérieures (Vogel et al., 1998 ; Montanari, 2012 ; Szolgayova et al., 2013). Cet indice est lié à l'auto-corrélation des séries temporelles de débit : la persistance est alors caractérisée par une fonction d'auto-corrélation qui reste significative pour de longs décalages temporels (Rao et al., 1999).

Cependant, la persistance des débits est le résultat de deux influences : d'une part, la persistance du climat, dont le débit hérite ; d'autre part, la persistance endogène du débit, qui est en fait la mémoire du bassin versant. La persistance du climat a été bien décrite, notamment à travers les cycles et oscillations climatiques, comme l'oscillation El Niño / La Niña dans le Pacifique sud (Philander, 1983) ou l'oscillation nord-atlantique (Hurrell, 2001). Une manifestation extrême de cette persistance est connue sous le nom d'effet Joseph (Mandelbrot et al., 1968), avec une référence biblique aux sept années sèches qui ont suivi sept années humides, dans la Genèse (*Genèse*, 41:29-

30). Pour séparer ces deux influences, il faut que la persistance du climat soit plus courte que celle du débit, ce qui a été observé dans plusieurs études (cf par exemple Matalas, 1963 ; Kantelhardt et al., 2006 ; Dey et al., 2018). Pour modéliser et estimer la mémoire d'un bassin versant, la clé est donc de parvenir à séparer l'influence exogène du climat de la réponse endogène du bassin.

Les processus hydrologiques à l'œuvre dans le bassin sont généralement considérés comme non-linéaires, mais c'est particulièrement vrai à certaines échelles de temps (Wang et al., 2006 ; Maneta et al., 2018) : en particulier, la relation pluie-débit journalière n'est absolument pas linéaire, puisque doubler les précipitations ne va généralement pas doubler le débit. L'effet d'un événement pluvieux isolé dépend de l'état du bassin précédant celui-ci, ce qui fait du bassin pour Gharari et al. (2018) un *path-dependent system* ou système dépendant du chemin suivi, c'est-à-dire un système affecté par l'hystérésis. Cependant, contrairement à certains domaines où une hystérésis physique fondamentale existe, comme en magnétisme, Gharari et al. (2018) ont souligné que l'hystérésis hydrologique est le résultat de la conceptualisation systémique du bassin versant, avec un nombre limité d'entrées, de sorties et d'états. La relation climat-débit annuelle est plus linéaire que sa version journalière, mais elle peut toujours être considérée comme affectée par l'hystérésis : ainsi, Risbey et al. (1996) ont montré qu'après plusieurs années sèches, la relation pluie-débit annuelle change significativement et le retour à la fonction de transfert habituelle prend plusieurs années après la fin de la séquence d'années sèches. C'est cette hystérésis qui est la cause de la mémoire à long terme des bassins versants.

1.3.2 Un exemple sur trois bassins

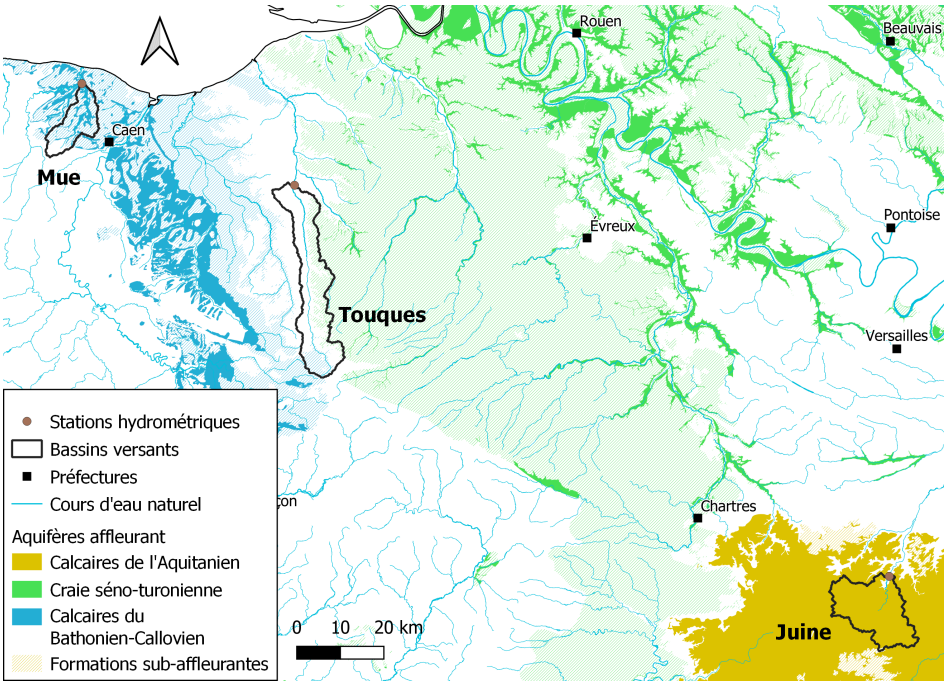


FIGURE 1.6 – Carte de situation des trois bassins pris en exemples

La figure 1.7 présente, pour trois bassins versants, une évaluation visuelle de la mémoire : pour chaque pas de temps, les anomalies des cumuls de pluie et de débit des 365 derniers jours sont représentés. Les trois bassins, situés dans le nord de la France — cf. carte de situation sur la figure 1.6 — sont soumis à peu près à la même dynamique climatique inter-annuelle, avec des oscillations d'une période d'environ 7 ans, que l'on peut par exemple associer à l'oscillation nord-atlantique. Pourtant, leurs réponses de dynamique inter-annuelle du débit sont très différentes. Pour

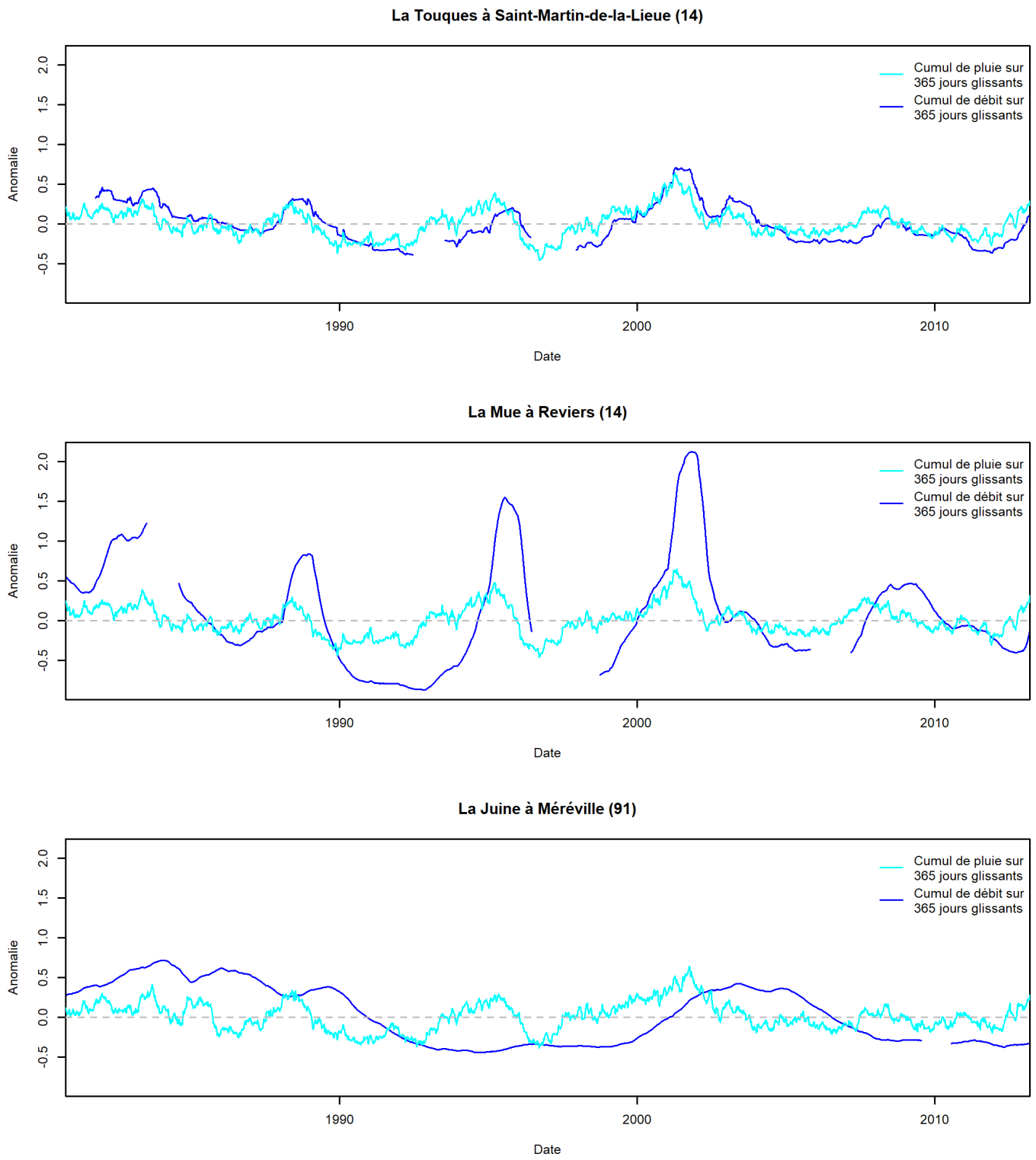


FIGURE 1.7 – Exemple de mémoire sur trois bassins versants : anomalies des cumuls de pluie et de débit sur les 365 jours précédant chaque pas de temps.

la Touques, on observe un déphasage de moins d'un an entre les deux courbes, avec des intensités comparables dans les extrêmes : la relation pluie-débit semble être affectée essentiellement par le stockage saisonnier. Pour la Mue, le déphasage est un peu plus long, de l'ordre de deux ans, mais les extrêmes de débits sont bien plus intenses, notamment pour les pics : une période avec des précipitations plus abondantes que la moyenne donnera lieu à environ deux années de débits très supérieures à la normale. Pour la Juine enfin, le déphasage entre les courbes est beaucoup plus important et difficile à évaluer visuellement, de l'ordre de cinq ans. En revanche, l'intensité des extrêmes de débits est bien plus faible que pour la Mue, comparable à celle de la Touques.

On voit ici que la mémoire est décrite par deux caractéristiques : sa longueur et son intensité. La Mue est ainsi un bassin qui a une mémoire intense mais courte, alors que Juine a une mémoire moins intense mais plus longue. Ces deux axes de description du comportement des bassins devront se retrouver dans la modélisation hydrologique. Ces différences entre les trois bassins peuvent être expliquées par leurs contextes géologiques différents : la Touques est assise sur l'extrémité occidentale de la nappe de la craie séno-turonienne du bassin parisien ; la Mue coule sur des calcaires du Bathonien–Callovien inférieur de Basse-Normandie ; la Juine, quant à elle, est assise sur des calcaires de l'Aquitanien, qui font partie de l'ensemble hydrogéologique régional de la nappe de Beauce. Les liens entre mémoire et géologie seront examinés plus bas.

1.3.3 Lien avec les processus hydrologiques

La mémoire de long terme des bassins versants peut découler de divers éléments du cycle hydrologique en leur sein. Si l'on reprend l'équation de bilan élémentaire 1.2, on voit que la mémoire provient de la capacité du bassin versant à stocker de l'eau. Pour expliquer la mémoire inter-annuelle, c'est-à-dire au-delà de la mémoire saisonnière, il faut un élément capable de stocker l'eau sur le long terme. Le premier élément qui vient, de façon évidente, est le stockage de l'eau en surface dans les lacs, qu'ils soient naturels ou artificiels. Si les premiers représentent en général de petits volumes d'eau par rapport à l'écoulement annuel du bassin versant — l'étude du rôle de grands lacs, ou de grandes zones humides capables de stocker des quantités significatives d'eau, par exemple le marais de Brière ou les lacs glaciaires des Alpes est au-delà des objectifs de cette thèse — les seconds modifient largement le régime des cours d'eau et peuvent induire des phénomènes semblables à ceux de la mémoire naturelle. Cependant, la gestion des lacs-réservoirs est également au-delà de cette thèse.

Un deuxième élément du cycle de l'eau est susceptible de stocker de l'eau de façon moins apparente que les lacs : ce sont les aquifères. Tout d'abord, la mémoire des aquifères eux-mêmes est bien connue : le niveau piézométrique de nombre d'entre eux montre un effet mémoire des conditions climatiques qui dépend largement de leurs caractéristiques, ce qui a fait l'objet d'études régionales (Polemio et al., 2008 ; Opie et al., 2020 ; Le Duy et al., 2021). Mais comment cette mémoire se transmet-elle aux eaux de surface ? Plusieurs études ont montré, dans des contextes différents, le rôle des aquifères dans la mémoire des bassins versants. Tomasella et al. (2008) ont étudié un petit bassin amazonien et ont montré le rôle prépondérant de l'aquifère présent dans le stockage inter-annuel de l'eau et le soutien d'étiage, ce qui atténue l'effet de la variabilité inter-annuelle des précipitations. Ils ont également souligné le rôle de la partie profonde de la zone non saturée. Creutzfeldt et al. (2012) ont montré, dans un bassin du sud de l'Allemagne, que les variations de long terme du stockage de l'eau dans l'aquifère présent expliquaient les écarts dans le bilan annuel du bassin. Ils ont également examiné les conséquences de la sécheresse de 2003 sur ce bassin et ont montré que la longue récupération de l'aquifère après celle-ci a eu des conséquences sur les débits pendant les années suivantes. Alvarez-Garreton et al. (2021) ont étudié une longue sécheresse de dix ans dans le sud du Chili et ont montré le rôle très important du stockage dans la dynamique de la sécheresse, soit par soutien d'étiage au début de l'événement, soit par aggravation à la fin de celui-ci quand le stockage est vide. Ils ont identifié deux éléments du cycle de l'eau impliqués dans ce stockage : les aquifères et la neige, avec une interaction entre les deux, puisque les bassins enneigés apportaient une plus grande recharge aux aquifères en raison de la fonte plus lente qu'un événement de précipitations intenses. de Lavenne et al. (2021) ont évalué la longueur de la mémoire d'un grand échantillon de bassins versants en France et en Suède et ont montré le rôle prépondérant des aquifères dans la longue mémoire des bassins français, alors que le rôle des lacs en Suède est plus ambivalent.

En revanche, il serait hasardeux de lier mémoire hydrologique et âge de l'eau, en imaginant par exemple que plus le temps de transit de l'eau — la durée entre le moment où une goutte de pluie atteint le sol et le moment où ses molécules atteignent l'exutoire du bassin — est long, plus la mémoire l'est. Ces deux notions font référence à deux types de transports différents. Un événement de précipitations est une perturbation du système bassin versant qui se propage dans le temps, comme une onde, à une certaine vitesse appelée vitesse de phase. Les molécules d'eau voyagent dans le système à une autre vitesse, la vitesse de groupe. À cause de la non-linéarité générale et de la complexité des systèmes hydrologiques, ces deux vitesses sont assez différentes et difficiles à corréler (McDonnell et al., 2014) : un événement de pluie peut mobiliser à la fois de l'eau récente et ancienne, notamment stockée sous la surface, avec des vitesses de groupe observées assez diverses — même si le pic de crue est assez étroit, la vitesse de phase étant alors homogène (Sprenger et al., 2019). Le phénomène de mémoire est lié à la dispersion d'une perturbation climatique, ce qui induit une distribution large de la vitesse de phase avec une moyenne faible ; il n'y a en revanche pas de relation simple entre mémoire et vitesse de groupe des flux d'eau.

1.3.4 Importance en modélisation hydrologique

La représentation de la mémoire des bassins versants dans les modèles hydrologiques n'a pas fait l'objet d'une littérature abondante. C'est une préoccupation récente que l'on peut lier au problème de robustesse des modèles face à des conditions climatiques nouvelles, notamment liées au changement climatique (Royer-Gaspard, 2021) : un modèle hydrologique sera-t-il capable d'estimer les conséquences sur le débit d'une sécheresse inédite ?

C'est la question posée par Fowler et al. (2020) dans leur étude de cinq modèles hydrologiques holistes sur 38 bassins versants australiens, face à la grande sécheresse des années 2000 connue sous le nom de *Millenium drought*. Les cinq modèles, en particulier leurs variables d'états représentant le stockage de l'eau dans le bassin, se sont avérées incapables de reproduire l'intensité de l'étiage exceptionnel. Cela a conduit les auteurs à formuler plusieurs recommandations pour l'amélioration des modèles : l'utilisation de réservoirs de stockage sans niveau minimum, la présence dans les modèles de réservoirs capables de reproduire le stockage de long terme et la nécessité d'évaluer les modèles sur des événements "extrêmes parmi les extrêmes" comme la sécheresse du Millénaire.

Une autre étude disponible porte sur la structure même d'un modèle de surface distribué, utilisé dans la modélisation globale du climat : Lo et al. (2010) ont étudié l'influence de l'ajout d'un module représentant les eaux souterraines sur la représentation de la mémoire dans le modèle. Le processus-clé identifié est l'interaction entre humidité du sol et stockage souterrain : lorsque l'aquifère est trop peu profond, les deux variables d'états sont très proches et les eaux souterraines sont très sensibles à tous les événements de précipitations, sans mémoire de long terme ; lorsque l'aquifère est très profond, les eaux souterraines sont trop peu corrélées à l'aléa climatique pour montrer une mémoire ; il faut donc rechercher les situations intermédiaires, avec un aquifère moyennement profond, influencé par les précipitations mais partiellement découplé de l'humidité du sol, ce qui rend possible l'effet mémoire, avec une rétroaction issue de la remontée des eaux souterraines dans la zone vadose par capillarité. Cette étude illustre la difficulté de développer des modèles réductionnistes capables de bien reproduire le phénomène de mémoire.

1.4 Le rôle des eaux souterraines dans l'hydrologie de surface

1.4.1 Généralités sur l'eau dans le sol et le sous-sol

L'hydrogéologie est une discipline à part entière, qui a développé de nombreux concepts pour décrire finement la grande variété de situations rencontrées lorsque l'on étudie les eaux souterraines. Cette section ne prétend pas brosser un portrait exhaustif de ces concepts, mais elle donne quelques définitions utiles pour la présente étude.

Le milieu situé sous la surface d'un bassin versant est généralement capable de contenir de l'eau à des degrés divers. Il s'agit d'un milieu hétérogène, tant chimiquement que physiquement, et par définition difficile à connaître précisément puisqu'il est souterrain. Sa description pour la modélisation nécessite, comme pour les éléments de surface du cycle de l'eau, un certain degré de conceptualisation, qui dépend de la discipline. L'agronome, par exemple, s'intéressera à l'eau disponible en surface, à portée de racines pour les végétaux (Cosandey, 2012), dans les premières couches généralement appelées *sol*, par opposition au *sous-sol*, plus profond, qui lui intéressera davantage l'hydrologue et plus encore l'hydrogéologue pour sa capacité à stocker de l'eau sur de longues périodes.

La plupart des formations géologiques composant le sous-sol contiennent naturellement des vides qui peuvent être occupés par un fluide : c'est la propriété de porosité. Dans un milieu poreux, trois phases peuvent être présentes : la phase solide, constituée par les roches ; la phase liquide, constituée par un fluide qui remplit les pores ; la phase gazeuse, constituée par l'espace des pores qui n'est pas rempli par le fluide. Bien que cette description s'applique aussi à d'autres fluides — le pétrole, par exemple — l'hydrologue s'intéresse aux formations poreuses lorsqu'elles contiennent de l'eau. Toute l'eau contenue dans une formation poreuse n'est pas disponible pour l'écoulement. On distingue l'*eau liée*, attachée à la surface des pores par des forces d'attraction moléculaire à faible distance, de l'*eau libre*, susceptible de s'écouler entre les pores. On distingue alors de la porosité totale une porosité cinématique, inférieure à la première car constituée du volume disponible pour l'eau libre seulement (De Marsily, 1981). Un milieu poreux où la phase gazeuse est inexistante car tous les pores sont remplis par de l'eau est qualifié de *saturé* (De Marsily, 1981).

La porosité seule ne suffit pas à faire participer une formation géologique au cycle de l'eau, en stockant puis en transférant et en restituant de l'eau (Cosandey, 2012) : encore faut-il que les pores soient reliés pour que l'eau puisse s'écouler à travers le milieu. C'est la propriété de perméabilité, qui dépend des caractéristiques du fluide considéré — dans notre cas, de la viscosité de l'eau qui varie avec sa température — et surtout, des propriétés intrinsèques du milieu considéré. La perméabilité et la porosité sont des propriétés statistiques de ce dernier, qui servent à décrire à l'échelle macroscopique des phénomènes se produisant à des échelles plus faibles : leur valeur dépend donc de l'entité examinée et de l'échelle à laquelle on l'examine (De Marsily, 1981). Dans la présente étude, les formations géologiques seront décrites à l'échelle du bassin versant, qui est un système macroscopique : on s'intéressera alors à la perméabilité sur de longues distances.

On sépare les formations géologiques en trois catégories, en fonction de leur participation au cycle de l'eau de surface : les *aquifères* contiennent en quantité significative de l'eau libre, disponible pour l'écoulement ; ils ont une perméabilité élevée et on les qualifie aussi de *formations perméables*. Les *aquitards* ou *formations semi-perméables* ont une perméabilité plus faible et sont seulement capables de transmettre l'eau aux aquifères adjacents (Cosandey, 2012). Enfin, les *aquicludes* ou *formations imperméables* ont une perméabilité très faible et on considérera qu'ils ne transmettent pas d'eau.

Une formation aquifère est limitée par son plancher, formé par un aquitard ou un aquiclude, et par son plafond, qui peut être la surface ou une autre couche de faible perméabilité. Elle est divisée entre une zone saturée et une zone non saturée — aussi appelée *zone vadose*. L'interface entre ces deux zones est appelée *surface libre*. Lorsque la surface libre est confondue avec le plafond de la formation aquifère, donc lorsque la zone saturée occupe toute la hauteur de la formation, on parle de *nappe captive* ; dans le cas contraire, on parle de *nappe libre*. La figure 1.8 présente ces deux types d'aquifères.

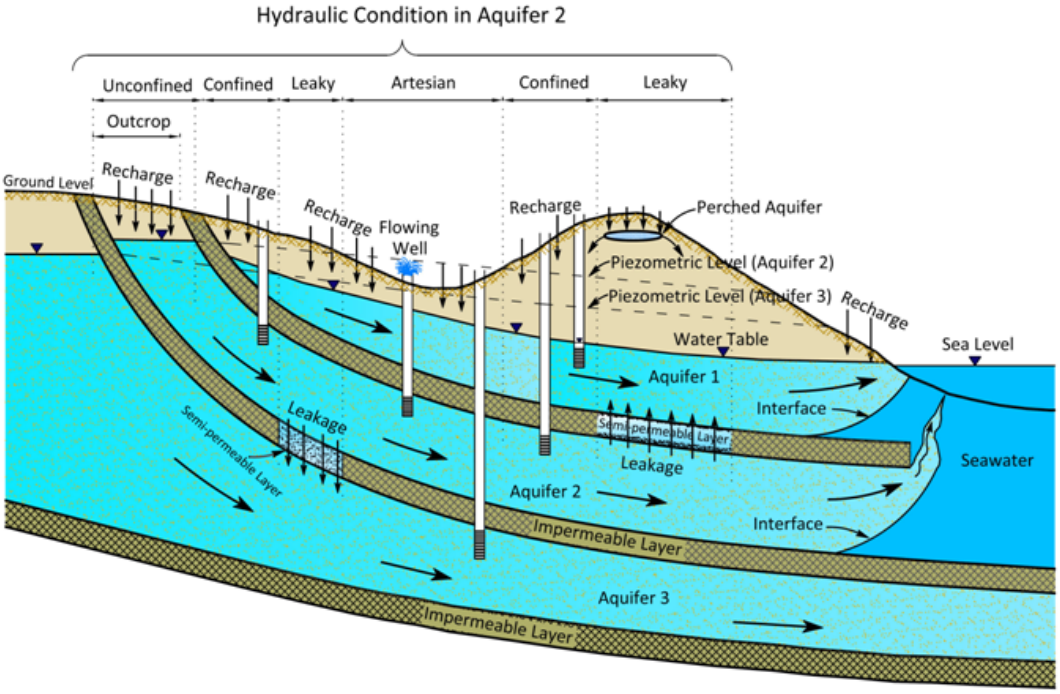


FIGURE 1.8 – Illustration des concepts de nappe libre, nappe captive et charge hydraulique. Source : Bear (2007).

Bien sûr, une nappe peut être captive en un point et libre en un autre, où elle n'est plus surmontée par une formation imperméable. Comme illustré sur la figure 1.8, ces zones d'affleurement sont souvent des zones de recharge, où l'eau précipitée peut s'infiltrer dans le sol et s'écouler de façon gravitaire jusqu'à la surface libre de la nappe. Les exutoires des aquifères peuvent être divers : le réseau hydrographique en constitue le principal (P. Roche, 2012), soit via les interactions directes nappe-rivière, soit via des sources à l'origine d'un cours d'eau. Sur la figure 1.8, l'exutoire des nappes présentées est la mer.

La principale mesure du contenu en eau des nappes est le niveau piézométrique ou charge hydraulique, défini en un point : c'est l'altitude atteinte par le niveau de l'eau dans un puits creusé dans l'aquifère en ce point. Pour une nappe libre, il s'agit simplement de l'altitude de la surface libre. Pour une nappe captive, la définition est plus complexe. En effet, la pression au plafond d'une nappe captive est supérieure à la pression atmosphérique, par un principe simple de statique des fluides : l'altitude atteinte dans le puits correspond alors à celle de l'isobare de la pression atmosphérique, dans le champ de pression de la nappe captive. Lorsque le niveau piézométrique est supérieur à l'altitude de la surface, l'eau jaillit du puits librement : on parle d'aquifère *artésien*.

1.4.2 Les différents types d'aquifères

Les classifications d'aquifères selon différents critères sont nombreuses et toujours arbitraires, puisque chaque aquifère présente ses caractéristiques propres. On distingue d'abord trois types de porosité issus de mécanismes différents :

— la porosité matricielle, que l'on compare souvent au comportement d'une éponge : la formation géologique est parcourue par un réseau de pores reliés entre eux que l'eau peut traverser. L'échelle de ces pores est en générale microscopique, de moins d'un millimètre ;
— la porosité de fractures, où l'eau voyage dans un réseau de fissures dans la roche, issues de l'histoire tectonique de celle-ci. L'échelle du réseau de fractures est en général mésoscopique, de l'ordre du centimètre ou de la dizaine de centimètres ;
— la porosité karstique, issue de la dissolution des parties solubles de la formation géologique par l'eau, qui crée alors un réseau de conduites d'échelle macroscopique, que l'on peut comparer à un réseau hydrographique de surface. L'image de rivières souterraines est souvent employée.

Ces trois types de porosité peuvent co-exister : ainsi, un karst peut être associé à un réseau de fissures et/ou à une porosité matricielle qui jouent le rôle de stockage. Ensuite, les aquifères se distinguent par leur géologie. De Marsily (1981) les classe en cinq grands types :

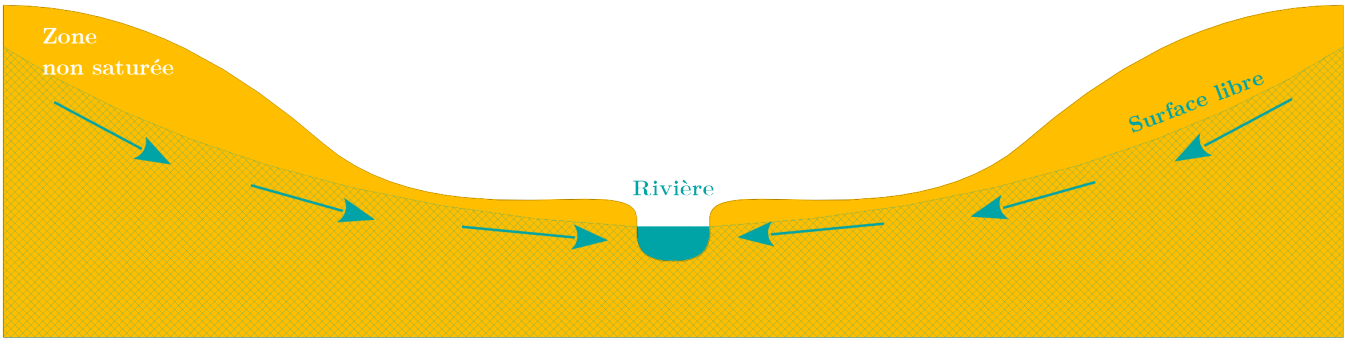
— les aquifères de socle, sis dans des roches fracturées, plutoniques ou métamorphiques. Ils sont généralement peu profonds et peu homogènes spatialement : leur perméabilité dépend de la nature locale du réseau de fractures ;
— les aquifères de terrains sédimentaires plissés en montagne, petits et fragmentaires car sis dans des formations poreuses morcelées par la formation des massifs, combinant porosité matricielle et fractures ;
— les aquifères alluviaux, sis dans les formations récentes perméables, à porosité matricielle, situées dans le lit majeur des cours d'eau. Ce sont ceux qui ont le rôle le plus évident en hydrologie car ils interagissent de près avec les rivières ;
— les plateaux calcaires karstifiés, où le karst est présent ;
— les bassins sédimentaires, où se trouvent les nappes les plus importantes de France métropolitaine. Ils sont formés d'un empilement — on parle de *pile d'assiettes* — de nappes libres et de nappes captives, séparées par des niveaux aquicludes ou aquitards.

Cette classification est évidemment bien adaptée au contexte de la France métropolitaine. Une présentation détaillée de celui-ci sera entreprise au chapitre 2.

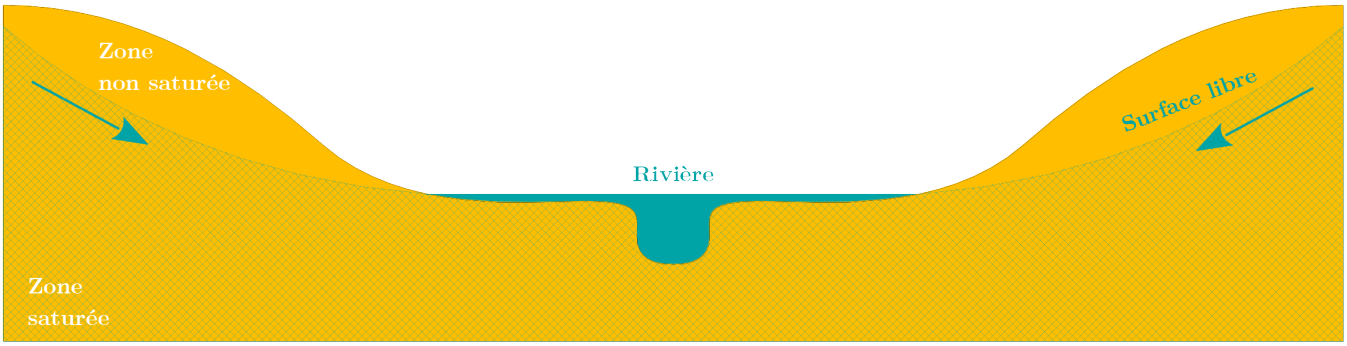
1.4.3 Nature de l'échange nappe–rivière

Comme souligné par Cosandey (2012), les relations entre aquifères et cours d'eau sont rarement statiques : elles varient en fonction de la différence de niveau entre les deux. Le premier facteur est la perméabilité des berges et du lit de la rivière, qui assure la connexion entre les deux masses d'eau. Ensuite, l'écoulement est gravitaire : si le niveau du cours d'eau est supérieur à celui de l'aquifère, alors l'eau s'infiltrera de la rivière vers la nappe ; dans le cas contraire, on parle d'exfiltration ou de drainage. La figure 1.9 résume les principales situations rencontrées dans le contexte de la France métropolitaine.

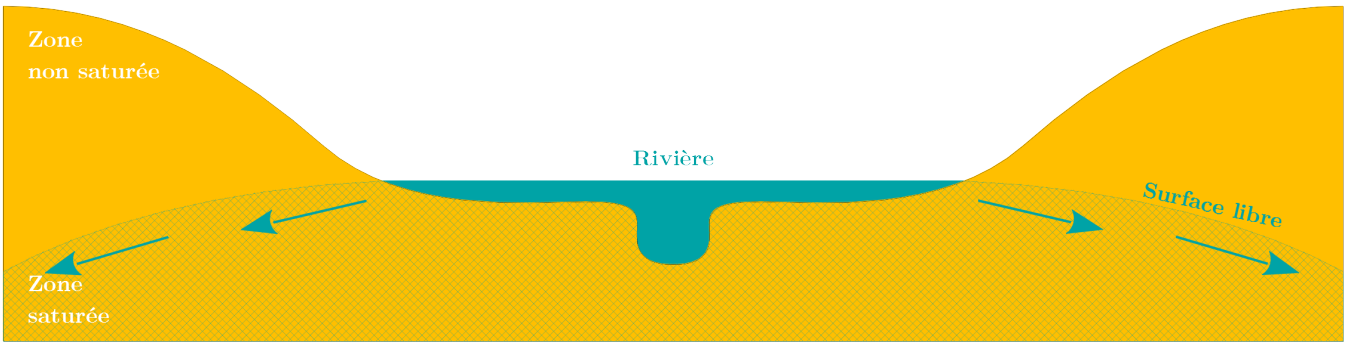
Le premier cas 1.9a est le plus courant : le niveau du cours d'eau est inférieur à celui de l'aquifère, qui alimente donc la rivière. On dit que celle-ci draine la nappe. En cas de crue, deux situations sont possibles : soit, dans le cas 1.9b, le niveau de nappe reste plus haut que le cours d'eau et



(a) Cas le plus courant : la rivière draine la nappe qui l'alimente



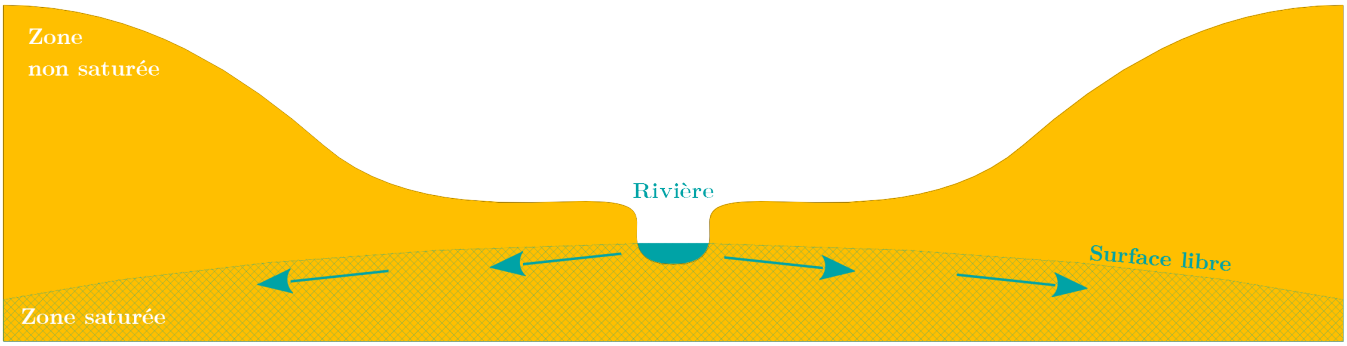
(b) Crue par remontée de nappe : la rivière sort de son lit car le niveau de la nappe augmente



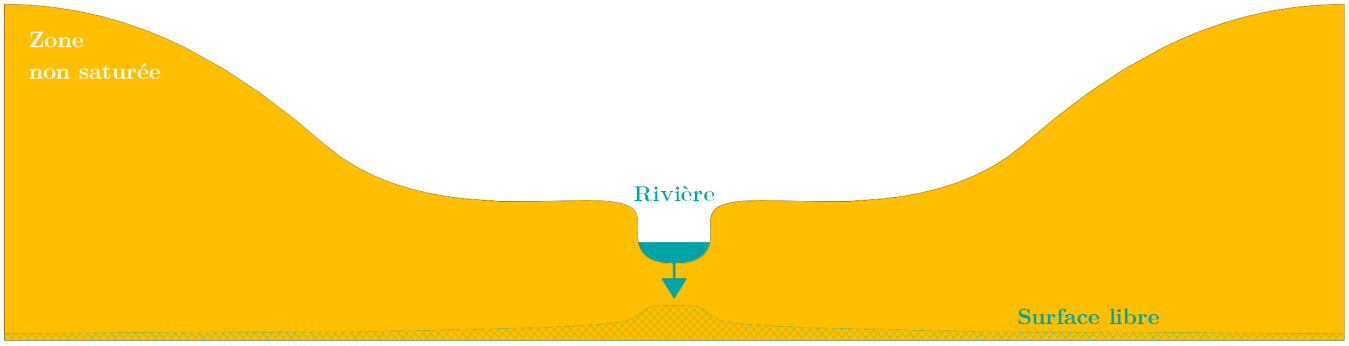
(c) Crue avec alimentation de la nappe

FIGURE 1.9 – Les différents types d'échanges nappe–rivière, en fonction des niveaux des deux éléments

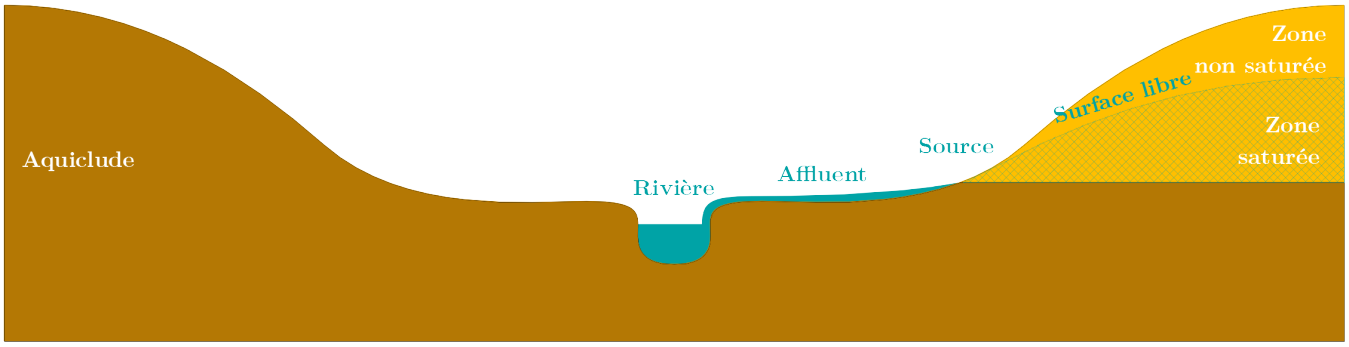
l'eau souterraine participe à la crue : on parle de crue par remontée de nappe ; soit, dans le cas 1.9c, le niveau du cours d'eau est au-dessus de celui de l'aquifère et la crue recharge la nappe : Cosandey (2012) cite l'exemple de la Saône, qui lorsqu'elle sort de son lit en amont de Chalon, alimente l'aquifère alluvial du graben bressan. Cette situation n'arrive pas qu'en cas de crue : ainsi, en régime moyen, les eaux du Rhin s'infiltrent dans la partie amont de la nappe d'Alsace (De Marsily, 1981). En étiage, la première situation 1.9a est courante : la nappe alimente le cours d'eau en l'absence de ruissellement de surface ou de sous-surface. Mais en cas de rabattement important du niveau de la nappe, le cours d'eau peut fournir de l'eau à celle-ci : c'est la situation 1.9d. Si le rabattement est très important, ce qui est possible en climat aride, on peut arriver jusqu'à la déconnexion de la nappe et de la rivière — cf situation 1.9e : la surface libre est alors en-dessous du fond du lit mineur du cours d'eau et l'eau s'infiltre massivement pour recharger la nappe, ce qui est une potentielle cause de tarissement de la rivière. Enfin, un cas particulier est celui d'une nappe perchée, comme présentée dans le cas 1.9f : un aquiclude, dont le plafond est plus haut que le cours d'eau, sépare la nappe de celui-ci. Une source à l'extrémité de la formation aquifère donne



(d) Recharge de la nappe par le cours d'eau lors d'une sécheresse hydrogéologique



(e) Déconnexion nappe–rivière lors d'une sécheresse intense



(f) Cas d'une nappe perchée avec une source alimentant un affluent

FIGURE 1.9 – suite – Les différents types d'échanges nappe–rivière, en fonction des niveaux des deux éléments

alors naissance à un affluent qui alimente la rivière. Cette formation est courante dans les régions de plateaux karstiques, où les vallées sont occupées par des formations moins perméables : les pentes sont alors peuplées de sources, exutoires du karst du plateau, donnant naissance à des ruisseaux qui s'écoulent jusqu'au cours d'eau principal (Nicod, 2000).

1.4.4 Le rôle des aquifères lors des événements hydrologiques

Les situations décrites à la section précédente sont théoriques et simplifiées : des situations plus complexes, notamment à cause de l'inhomogénéité du terrain et de la présence d'aquifères, existent. Les études locales permettant d'évaluer la contribution de l'aquifère au débit à l'exutoire sont donc précieuses pour assurer une bonne conceptualisation des processus à l'œuvre dans un bassin versant.

Parce que les aquifères y sont de faible étendue spatiale et faciles à instrumenter, les zones de montagne qui alimentent les têtes de bassin versant ont fait l'objet de nombreuses études. Floriancic et al. (2018) et Soulsby et al. (2006) ont utilisé des données physico-chimiques pour évaluer la contribution de ces petits aquifères de montagne dans quatre bassins versants : les débits d'étiage sont constitués principalement d'eaux souterraines, avec une trajectoire de récession qui dépend directement de la capacité de stockage des aquifères. Tague et al. (2009) et Hayashi (2019) soulignent le rôle crucial de ces nappes de montagne pour l'alimentation des bassins versants avals, notamment avec la diminution du stockage par le manteau neigeux et les glaciers, causée par le changement climatique. En-dehors du contexte de montagne, Käser et al. (2016) et Tobin et al. (2020) ont souligné que de petits aquifères peuvent là aussi contribuer grandement au soutien d'étiage d'un cours d'eau, même lors d'une sécheresse intense et prolongée.

Si le rôle des aquifères en étiage est bien établi et relativement univoque — stockage pendant les périodes humides, puis soutien pendant les périodes sèches — leur rôle en crue est plus ambigu. On pourrait penser que l'eau d'une crue est composée principalement d'eau "jeune" issue de précipitations, qui ruisselle à la surface. Kirchner (2003) a montré qu'il n'en est rien : l'eau "ancienne", issue des eaux souterraines, est rapidement mobilisée dans les crues car "poussée" par l'eau plus jeune. Certaines crues sont même issues de la montée du niveau d'un aquifère : on peut citer par exemple la crue de la Somme en 2000, qui avait vu le niveau piézométrique de la nappe de la craie monter de plus de dix mètres en certains points (Habets ; Gascoin et al., 2010).

Comme souligné auparavant, ce paradoxe apparent concernant l'âge de l'eau n'est pas antinomique avec le rôle important des aquifères dans la mémoire des bassins versants. Il faut cependant garder à l'esprit le fait que la mémoire des aquifères, qui a été identifiée très tôt comme le premier élément de la mémoire des bassins versants (cf par exemple Wedgbrow et al., 2002), est liée au traitement du signal climatique par le système aquifère. La mémoire des bassins versants n'est plus un concept pertinent, en tout cas pas dans les termes exposés ici, dès lors que l'on s'intéresse au transit effectif des molécules d'eau dans l'aquifère, par exemple lorsque l'on étudie la pollution des nappes par divers produits phytosanitaires (Tappe et al., 2002).

1.5 Représenter les aquifères dans un modèle de surface

1.5.1 L'aquifère : un objet spatial à conceptualiser

La définition du bassin versant, exposée plus haut, est assez simple et univoque puisqu'elle repose sur le principe d'écoulement gravitaire de l'eau jusqu'à un exutoire. Il est bien plus compliqué de définir un aquifère et ses limites : en effet, le sous-sol est un milieu inhomogène, dont on a une connaissance limitée, issue d'un certain nombre de sondages ponctuels qui permettent d'inférer une distribution spatiale de la géologie. Le référentiel hydrogéologique français BDLISA — pour Base de Données des Limites des Systèmes Aquifères — définit l'unité aquifère comme un *"système physique élémentaire présentant des conditions hydrodynamiques homogènes, suffisamment conducteur pour permettre la circulation de l'eau souterraine,* [. . .] *présentant des ressources en eau suffisantes pour être exploitées"* (Petit et al., 2003) : un élément aquifère élémentaire est un volume du sous-sol, aux propriétés hydrogéologiques homogènes et au caractère aquifère, comme son nom l'indique. Des définitions semblables existent pour les unités semi-perméables — aquitards — ou imperméables — aquicludes.

Cette définition de l'objet aquifère se heurte à la grande inhomogénéité du sous-sol : selon le niveau de finesse souhaité dans la description de ce dernier, l'isolement d'un tel objet nécessite un certain degré d'approximation. Le référentiel BDLISA, qui sera présenté plus en détail dans le chapitre 2, définit ainsi trois niveaux de lecture (Petit et al., 2003) : le niveau 1, adapté à la cartographie nationale au delà de l'échelle 1/500 000 ; le niveau 2, régional, pour une cartographie du 1/500 000 au 1/150 000 ; enfin, en-deçà, le niveau 3, pour une description locale. Ces trois niveaux héritent les uns des autres : ainsi chaque entité de niveau 3 fait partie d'une entité de niveau 2 qui fait elle-même partie d'une entité de niveau 1. Les objets aquifères ainsi définis sont donc issus de trois conceptualisations différentes du sous-sol, que l'hydrologue pourra utiliser pour en concevoir une représentation dans un modèle.

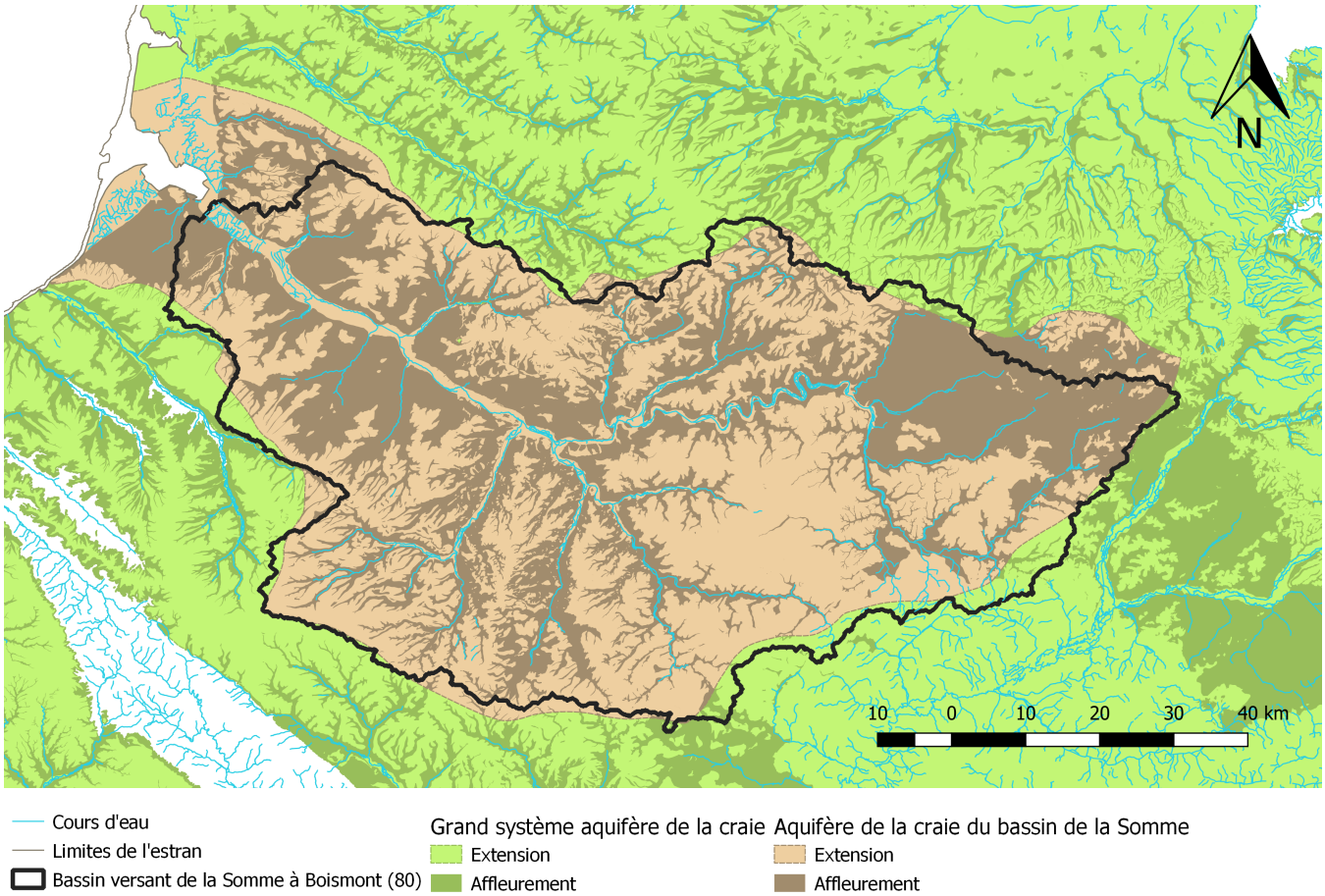


FIGURE 1.10 – Différences entre bassin versant topographique et limites de l'aquifère sous-jacent de la craie dans le bassin de la Somme à Boismont (80), au sein du grand système aquifère de la craie séno-turonienne.

En pratique, cette définition de l'aquifère se heurte aux divisions liées à sa gestion opérationnelle. Au-delà de critères purement géologiques, il peut être utile de diviser une formation hydrogéologique selon les lignes de partage des eaux souterraines entre grands bassins, qui peuvent différer des limites topographiques des bassins versants. La figure 1.10 montre un exemple de cette disjonction : les limites de l'unité aquifère de la craie séno-turonienne du bassin de la Somme, telles qu'identifiées dans la BDLISA comme partie du grand système aquifère de la craie, ne correspondent pas tout à fait aux limites du bassin versant. En particulier, une partie du plateau du Vermandois, située dans le bassin de l'Escaut, au nord-est de celui de la Somme, est assise sur cet aquifère : on peut donc penser qu'une partie de l'eau précipitée dans cette région contribue à l'écoulement de la Somme. On voit aussi sur cette carte que l'extension géographique d'un aquifère est souvent bien plus large que sa zone d'affleurement : ici, la craie est surmontée par endroits d'une couche d'argile à silex, imperméable mais d'épaisseur inférieure à deux mètres. La faible densité du réseau hydrographique

sur ces zones de couverture, identique à celle des zones d'affleurement, plaide en faveur d'une égale contribution de ces zones à l'alimentation de l'aquifère de la craie, au moyen de la topographie locale — par exemple des fossés ou des gouffres allant jusqu'à la formation crayeuse (Roux, 2006).

1.5.2 Différences entre modélisations hydrologique et hydrogéologique

Llamas Madurga (1974) a forgé le terme d'*hydroschizophrénie* pour désigner la séparation, pas étanche mais presque, qu'il existe entre d'un côté, le monde de la modélisation hydrologique, concentrée sur la relation pluie–débit de surface et destinée à un public opérationnel d'ingénieurs hydrologues et hydrauliciens et de l'autre, la modélisation hydrogéologique, bâtie par des hydrogéologues plus proches du monde de la géologie académique. Ces deux mondes ont en réalité des objectifs différents, comme souligné par Barthel (2014). En premier lieu, leurs objets d'étude sont distincts : le but de l'hydrologue est le débit à l'exutoire d'un bassin versant, dont la définition en deux dimensions ne pose en général pas de problème, alors que l'hydrogéologue étudie un aquifère, dont la définition en trois dimensions est un problème autrement plus compliqué, comme évoqué plus haut. Les conditions aux limites diffèrent également : alors qu'un bassin versant est défini par ses lignes de partage des eaux, étanches par définition sauf à l'exutoire, un aquifère sera gouverné par ses entrées et ses sorties sur toutes ses surfaces de contact avec l'extérieur. On peut citer également la nature différente des observations, des échelles de temps considérées et de l'accès général à la connaissance : le souterrain est toujours plus difficile à observer que la surface.

Toutes ces différences ont mené à des modèles et à des applications différentes. L'enjeu majeur de l'hydrologie de surface est la prévision et la simulation du débit, donc de flux, alors que l'hydrogéologie s'intéresse davantage à l'état des aquifères, c'est-à-dire leur contenu en eau (Barthel, 2014). On trouve également davantage d'approches de modélisation réductionnistes en hydrogéologie, à même de représenter l'inhomogénéité du sous-sol et la faible connaissance, alors que les modèles hydrologiques peuvent être plus facilement bâtis selon des approches plus holistes (P. Roche, 2012). En outre, alors que la clé de la modélisation hydrologique de surface est le bilan en eau, la modélisation hydrogéologique est bien plus concentrée sur la dynamique des écoulements au sein de l'aquifère, notamment pour la représentation des prélèvements par pompage. Ces différences ont longtemps conduit les hydrologues de surface à négliger les flux entre la surface et l'aquifère, en les masquant par exemple dans un terme de correction du bilan en eau (Le Moine, 2008).

1.5.3 L'aquifère fait-il partie du bassin versant ?

Une question se pose à l'hydrologue de surface qui voudrait bâtir un modèle pluie-débit intégrant la composante souterraine : l'aquifère fait-il ou non partie du bassin versant, c'est-à-dire, doit-on considérer le ou les aquifères en relation avec le bassin versant comme des éléments externes à celui-ci — on cherchera alors à bien représenter ces relations — ou internes — on intégrera alors l'aquifère et son stockage dans la représentation des processus hydrologiques dans le modèle ? Il s'agit là encore d'une question de conceptualisation et de choix de modélisation, au-delà de la réalité physique du cycle de l'eau.

Deux réponses sont possibles à cette question. Une première option pour l'hydrologue est de se limiter au bassin versant de surface et de résoudre le problème inverse des échanges avec les aquifères pour boucler son bilan en eau. C'est l'approche retenue par Le Moine (2008) : une fonction d'échange est mise en place entre la fonction de routage du modèle et un hypothétique aquifère conceptuel. Cette fonction est gouvernée par deux paramètres qui sont calés pour représenter au mieux les

débits. Cette approche ne permet pas la représentation du niveau de l'aquifère, sauf à connecter cette fonction d'échange à un modèle d'aquifère. C'est ce qui a été entrepris, avec succès, dans l'étude de Le Moine et al. (2008), où plusieurs bassins soumis à d'importantes pertes au profit d'un aquifère karstique régional ont fait l'objet d'une modélisation suivant ce principe, dans le but de mieux représenter le débit de la résurgence de ce karst. On voit alors que cette option est bien adaptée quand l'aquifère est de dimension largement supérieure au bassin versant avec des lignes de partage des eaux souterraines très éloignées de celles des eaux de surface.

Une seconde option est de représenter les flux surface–souterrain et souterrain–surface avec l'état de stockage de l'aquifère dans la structure interne du modèle. Le modèle Gardenia a pris cette voie (Thiéry, 1988) : un réservoir supplémentaire représentant le stockage souterrain a été ajouté au modèle pour représenter le niveau de l'aquifère, qui peut alors être calé avec des données piézométriques. Cet ajout ne dispense pas d'un terme d'échanges pour boucler le bilan en eau : en effet, les écarts entre contours de l'aquifère et contours du bassin versant sont sources de pertes ou de gain d'eau pour le bassin versant — cf figure 1.10. Cette approche paraît bien adaptée aux aquifères plus petits, dont les limites — qu'elles soient géologiques ou déterminées par des lignes de partage des eaux souterraines — ne diffèrent pas trop de celles du bassin versant.

En réalité, ces deux approches ne sont pas vraiment antinomiques. Le modèle de Le Moine (2008) inclut des réservoirs capables de représenter implicitement le stockage de l'eau par les aquifères ; celui de Thiéry (1988) a des paramètres de correction du bilan en eau susceptibles de corriger les échanges inter-bassins souterrains. Même si la conceptualisation diffère dans l'esprit du modélisateur, il est possible que la représentation pratique des processus hydrologiques pour simuler le débit ne soit pas si différente.

1.5.4 La surveillance d'un aquifère : les données piézométriques

La mesure de la quantité d'eau contenue dans un aquifère se fait grâce au niveau piézométrique, qui en mesure la charge hydraulique en un point donné. Un réseau de piézomètres, à l'image des presque 6 000 points de mesure répertoriés dans la banque nationale ADES [1] — Accès aux Données sur les Eaux Souterraines — en France métropolitaine, permet de connaître l'état d'un aquifère en un certain nombre de points, ce qui permet, par exemple au moyen d'un modèle spatialisé, d'inférer cet état en tout point de la surface.

Dans un milieu homogène — ou du moins pas trop hétérogène et sans discontinuité — la charge hydraulique obéit à une équation de diffusion issue de la loi de Darcy (De Marsily, 1981), dont la solution est aussi régulière que les fonctions décrivant les caractéristiques du milieu, par le théorème de Cauchy–Lipschitz (Cauchy, 1844) : on peut donc facilement considérer que les variations temporelles du niveau piézométrique en un point sont relativement représentatives de celles de la portion de l'aquifère située autour de celui-ci. L'hypothèse de régularité des caractéristiques du milieu — porosité, tenseur de perméabilité — peut être considérée comme valable dans des milieux à porosité matricielle, ou dans des milieux fracturés où l'espacement entre deux fissures est petit devant l'échelle considérée. C'est le cas de nombre d'unités aquifères sédimentaires, alluviaux ou de socle, mais ce n'est pas le cas des milieux karstiques : en raison de la présence de conduites souterraines à échelle macroscopique, le point de mesure piézométrique dans un système karstique n'aura pas la même signification selon qu'il tombe dans une conduite ou quelques mètres plus loin, hors de celle-ci.

1. Cette base de données sera présentée en détail au chapitre 2.

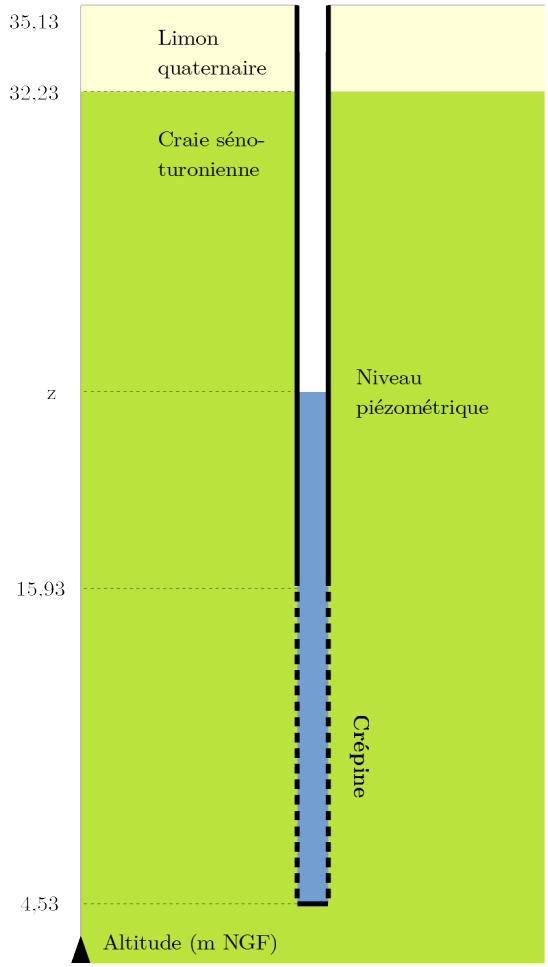


FIGURE 1.11 – Log géologique du piézomètre de Pihen-lès-Guînes (62) : la crépine est positionnée profondément dans la craie séno-turonienne pour isoler cette nappe d'autres formations géologiques

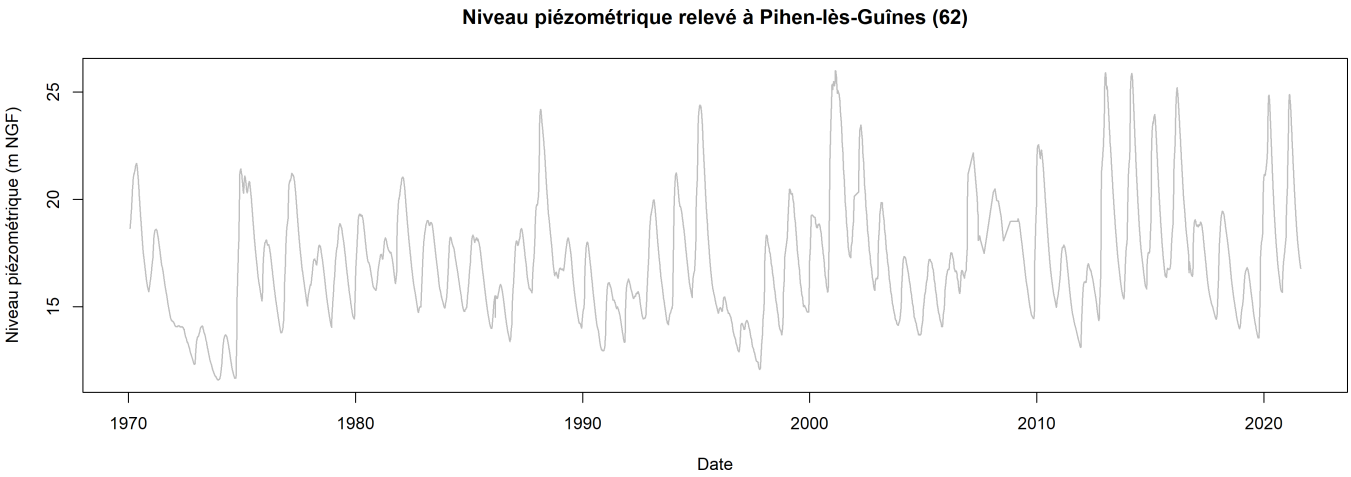


FIGURE 1.12 – Exemple de chronique piézométrique : la craie séno-turonienne à Pihen-lès-Guînes (62).

Les figures 1.11 et 1.12 présentent un exemple de piézomètre : le forage de Pihen-lès-Guînes (62), qui mesure le niveau de la nappe de la craie séno-turonienne près de Calais. À cet endroit, comme montré sur la figure 1.11, la craie est surmontée d'une couche de formations quaternaires, considérées comme semi-perméables dans la BDLISA. Pour éviter l'influence par cette formation et isoler la craie, le forage est étanche jusqu'à la profondeur de 19,20 m puis il est doté d'une crépine qui laisse passer l'eau de la craie. Bien que la documentation des points de mesure piézométriques

dans la banque ADES puisse parfois manquer de précision quant à la formation hydrogéologique précise mesurée, la lecture des documents techniques du forage et en particulier le *log géologique*, c'est-à-dire la succession des différentes couches, et la position de la crépine permettent d'identifier la nappe surveillée. La figure 1.12 montre la chronique de niveau du forage de Pihen-lès-Guînes (62) : la piézométrie est toujours présentée en terme d'altitude par rapport au niveau de la mer (mètres NGF), ce qui permet de comparer les points de mesure entre eux de façon absolue, contrairement à des données de profondeur. On est ici dans le cas d'une nappe libre, puisque le niveau piézométrique reste inférieur à l'altitude du plafond de la nappe.

Comme le débit, la donnée piézométrique peut être influencée par les activités humaines, surtout les prélèvements en nappe par pompage, en particulier si le forage surveillé est également utilisé pour cela. C'est une influence difficile à détecter et à quantifier, à cause du manque de données sur les prélèvements — alors que pour le débit, il est facile de repérer la présence d'un barrage-réservoir ou d'un prélèvement en rivière sur la carte du bassin versant.

Il existe d'autres moyens de surveiller le niveau des nappes, notamment la télé-détection par satellite en utilisant le champ de gravité terrestre (Swenson et al., 2006 ; Syed et al., 2008). La faible résolution temporelle et spatiale des données — pas de temps mensuel, grille de 100x100 km (Landerer et al., 2012) — nous ont conduit à ne pas considérer cette possibilité dans le cadre de cette thèse.

1.5.5 Intégrer des données piézométriques dans un modèle de surface

Comme vu précédemment, les données piézométriques ne font pas partie des données d'entrée utilisées classiquement en modélisation hydrologique, en particulier dans les approches holistes. Elles ne sont pas non plus des caractéristiques stationnaires du bassin versant qui pourraient servir à une paramétrisation a priori d'un modèle, au même titre par exemple que l'occupation du sol ou l'altitude. En revanche, elles peuvent constituer des sorties des modèles, à l'instar du débit. On compte alors deux types principaux d'utilisation de ces données, qui sont en réalité complémentaires l'un de l'autre.

D'une part, il est possible d'utiliser les données piézométriques pour le calage du modèle, en même temps que le débit. On compte plusieurs types de procédures de calage : des algorithmes semi-automatiques impliquant un ajustement de l'utilisateur (Feyen et al., 2000 ; El-Nasr et al., 2005 ; S. Li et al., 2017) ; l'utilisation d'une fonction objectif composite combinant un critère sur le débit et un autre sur la piézométrie (Thiéry, 1988 ; Moore et al., 2002 ; Széles et al., 2020) ; un algorithme de calage dit multi-objectif, capable de prendre en compte les deux objectifs séparément (Khu et al., 2008). La littérature existante conclut globalement à un faible impact sur les performances quant à la simulation et à la prévision des débits, mais à une amélioration de la représentation de la piézométrie (Thiéry, 1988 ; Széles et al., 2020).

D'autre part, les données piézométriques observées peuvent être assimilées dans le modèle hydrologique : les états de ce dernier sont modifiés pour que la sortie se rapproche des observations. De nombreuses études rapportent par exemple l'assimilation de données de niveau des eaux souterraines issues de mesures satellites dans des modèles de surface à grande échelle spatiale, notamment pour les intégrer à des modèles de climat (Girotto et al., 2017 ; Śliwińska et al., 2019 ; Nie et al., 2019 ; B. Li et al., 2019). Pour la modélisation hydrologique de bassins versants, le modèle réductionniste Mike She a été utilisé au Danemark pour la simulation jointe du débit et de la piézométrie ; deux études rapportent une augmentation des performances grâce à l'assimilation de données piézométriques (Zhang et al., 2016 ; He et al., 2019). L'assimilation de niveaux de nappe mesurés in situ

est rare dans la littérature, car les données sont peu souvent disponibles en temps réel et sont par nature disponibles en peu de points, c'est pourquoi l'utilisation de données satellites, malgré leurs défauts, est souvent préférée.

1.6 Synthèse et objectifs de la thèse

Il existe une grande diversité d'outils de modélisation hydrologique, pour simuler et prévoir le débit à l'exutoire d'un bassin versant. Pour des utilisations opérationnelles par des gestionnaires de la ressource en eau, un modèle doit respecter certaines exigences : capacité de généralisation, simplicité dans la mise en place et l'appréhension par un non-chercheur, robustesse face à des conditions extérieures au calage, quantité de données requise faible. C'est dans cette optique qu'a été développée la famille des modèles GR au sein de l'équipe Hydrologie des bassins versants, qui sont des modèles holistes, à faible nombre de paramètres et globaux — bien que des versions semi-distribuées existent également. Il sont fondés sur la représentation des processus hydrologiques par des réservoirs qui communiquent entre eux par des fonctions de vidange et de remplissage empiriques, à l'instar de la plupart des modèles holistes. Cette thèse n'entend pas s'écarter de cette voie, qui a montré une efficacité certaine pour la construction d'outils de modélisation au service d'utilisateurs opérationnels.

Cette thèse a pour but d'améliorer les performances d'un modèle hydrologique en utilisant une nouvelle source de données, les mesures de niveau piézométrique, largement disponibles sur le territoire français métropolitain et pourtant peu utilisées en modélisation hydrologique. Au vu du rôle important des aquifères dans le soutien d'étiage, nous nous concentrerons sur la simulation et la prévision des bas débits et donc sur le modèle associé dans la famille GR, le modèle journalier à six paramètres GR6J, développé par Pushpalatha et al. (2011). Pour ce faire, nous suivrons la piste de la mémoire : en effet, c'est un obstacle important rencontré par les modèles (Fowler et al., 2020) et les aquifères jouent un rôle majeur dans la mémoire des bassins versants. Nous formulons alors deux hypothèses : d'une part, la mémoire des aquifères fournit une information pertinente sur celle des bassins versants ; d'autre part, cette information nouvelle peut permettre au modèle de mieux représenter la mémoire des bassins et ainsi, de mieux simuler et prévoir les bas débits, particulièrement pour les longues sécheresses.

Ces deux hypothèses appellent des trajectoires d'étude assez différentes. Pour la première, une étude naturaliste est nécessaire pour mettre en évidence séparément les deux mémoires et étudier leur correspondance. Pour cela, diverses méthodes devront être développées ou adaptées. Pour la seconde, l'objectif est pratique : une étude de sensibilité et d'évolution de la structure du modèle existant devra être entreprise, avec pour but d'améliorer diverses métriques de performance. Les deux objectifs nécessitent un échantillon de bassins versants représentatifs de la diversité hydroclimatique et hydrogéologique française, qui sera présenté dans le chapitre suivant.

Chapitre 2

Sélection et constitution de la base de données

Le chapitre précédent a permis d'identifier l'environnement scientifique de ce travail et de circonscrire deux objectifs principaux : d'une part, une étude naturaliste du phénomène de mémoire des aquifères et des bassins versants et du lien entre ces deux mémoires ; d'autre part, l'évaluation de l'apport de nouvelles informations à un modèle hydrologique, sous forme de données piézométriques, pour lui permettre de mieux représenter la mémoire des bassins versants et par ce biais, les événements de sécheresse exceptionnels.

Ces deux objectifs nécessitent tous deux un grand échantillon de bassins versants, pour confronter les hypothèses sous-jacentes à une grande diversité de conditions climatiques et géomorphologiques. L'utilisation de grands échantillons de bassins versants est une constante des travaux de l'équipe Hydrologie des bassins versants ; la présente thèse s'inscrit donc dans cette trajectoire. On peut d'ailleurs regretter qu'à l'exception notable de de Lavenne et al. (2021), la plupart des études sur la mémoire ont été entreprises sur un faible échantillon de bassins, voire sur un seul bassin.

Ce chapitre décrit donc la sélection de plusieurs échantillons de données hydroclimatiques et piézométriques. Plusieurs, car les différentes démarches successives ont nécessité de plus en plus de données et donc des échantillons de plus en plus restreints par la disponibilité de ces données. Mais une association pertinente — en tout cas, susceptible d'être jugée pertinente a priori — entre le bassin versant et le piézomètre ne peut se faire sans une connaissance minimale de l'hydrogéologie de la France métropolitaine. La première section de ce chapitre s'attellera à dresser un portrait sommaire de celle-ci, du point de vue du modélisateur hydrologique ; la deuxième détaillera les différentes sources de données ; la troisième et la quatrième présenteront les différents échantillons.

2.1 Contexte hydrogéologique de la France métropolitaine

En-dehors de contextes où la relation nappe-rivière apparaît comme évidente, avec une corrélation importante entre débit et niveau piézométrique, estimer la nature de l'interaction entre un aquifère et un cours d'eau n'est pas vraiment chose aisée. Les études hydrogéologiques portent plutôt sur des forages, qui permettent d'estimer le rendement en pompage d'une nappe et la qualité de l'eau ainsi extraite. L'analyse de cette section se fonde essentiellement sur le référentiel hydrogéolo-

gique national BDLISA (Brugeron et al., 2018), l'ouvrage de Roux (2006) et l'atlas hydrogéologique du bassin Rhône-Méditerranée-Corse (Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse, 2015).

2.1.1 Les grandes régions hydrogéologiques

On peut d'abord diviser le territoire métropolitain en grandes zones par type de sous-sol — cf figure 2.1. Un peu plus d'un quart du territoire est occupé par des formations plutoniques et métamorphiques issues de l'orogenèse hercynienne qui forment de grandes régions de socle : le Massif armoricain d'une part, presque exclusivement composé de formations anciennes, et le Massif central d'autre part, où se côtoient socle hercynien, formations sédimentaires et formations récentes issues du volcanisme.

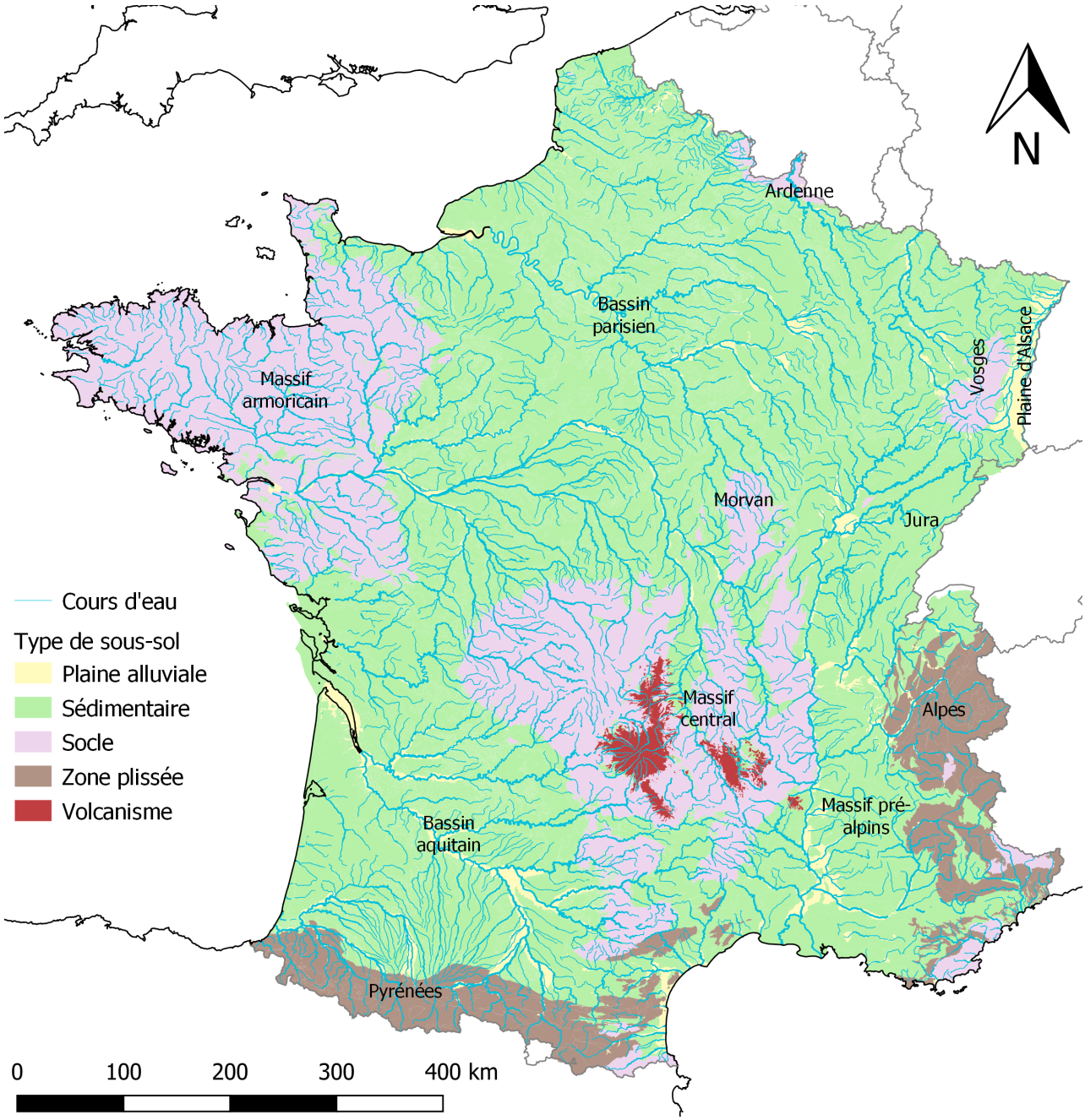


FIGURE 2.1 – Les grandes régions hydrogéologiques de France métropolitaine par type, selon la classification des *thèmes* de la BDLISA.

Le socle affleure également dans de petits massifs de moindre extension géographique, comme dans le Morvan, les Albères, l'Ardenne, la Serre ou les Maures. Le massif des Vosges est, quant à lui, divisé entre formations hercyniennes au sud et sédimentaires au nord, selon une configuration qui sera détaillée plus bas. Les formations de socle abritent de petits aquifères locaux mais pas de nappes de grande extension.

La classification en grands thèmes de la BDLISA visible sur la figure 2.1 isole les zones intensément plissées dans une catégorie à part : en effet, dans ces régions, les aquifères, s'ils existent, sont de faible extension spatiale et donc difficiles à identifier pour une cartographie à l'échelle régionale ou nationale. Ces zones correspondent aux massifs les plus récents de Métropole : la partie centrale et intérieure de l'arc alpin, les Pyrénées et les massifs languedociens.

Le reste du territoire est occupé par deux grands types de formations : des formations sédimentaires, pour la plupart d'ère Mésozoïque ou Cénozoïque — bien que quelques formations sédimentaires primaires affleurent, comme les calcaires et grès du Tournaisien–Viséen à Montmartin-sur-Mer (50) ou les formations houillères du Carbonifère, par exemple dans les bassins de Montceau-les-Mines (71) et de Saint-Dié-des-Vosges (88) — et des aquifères alluviaux, sis dans des formations récentes, quaternaires ou plio-quaternaires. Deux grands bassins abritent les formations sédimentaires : le bassin parisien, qui occupe un tiers de la superficie de la Métropole autour de l'Île-de-France, et le bassin aquitain qui représente 15 % du territoire, autour du cours moyen et inférieur de la Garonne. Formés par des dépôts de sédiments liés aux intrusions marines, ils se présentent comme une succession de couches géologiques aux propriétés aquifères diverses, dont les zones d'affleurement dessinent des anneaux, avec les formations les plus récentes au centre et les plus anciennes à l'extérieur. On parle ainsi de la *pile d'assiettes* du bassin parisien, plus difficilement visible dans le bassin aquitain en raison d'une histoire géologique plus mouvementée.

Les aquifères alluviaux sont issus du charriage et de la dégradation par les cours d'eau de matériaux divers, qui sont ensuite déposés le long du lit du cours d'eau (Roux, 2006). En France métropolitaine, ils sont en général de faible extension géographique, contrairement à d'autres régions du monde : la vallée de l'Indus est occupée, par exemple, par un très grand aquifère alluvial (Bonsor et al., 2017). Deux aquifères alluviaux dépassent cependant l'importance locale : la nappe d'Alsace et les formations plio-quaternaires du fossé bressan. Leurs particularités seront détaillées par la suite.

2.1.2 Le centre du bassin parisien : les formations cénozoïques

Le bassin comporte une quantité considérable de couches différentes, en général de faible épaisseur (Roux, 2006), ce qui rend complexe sa description hydrogéologique. Le centre du bassin est occupé par les formations les plus récentes, d'ère Cénozoïque. La figure 2.2 montre les zones d'affleurement des principales formations de cette époque dans le bassin parisien. La description précise des très nombreuses couches et de leurs propriétés est au-delà des ambitions de cette thèse, on se limitera aux formations abritant des aquifères d'importance régionale.

Le principal aquifère tertiaire du bassin est l'ensemble oligocène composé par les calcaires d'Étampes, de Brie et de Fontainebleau. Il est coupé en deux par la vallée de la Seine entre, au sud-ouest, la nappe de Beauce et au nord-est, les calcaires de Brie du Rupélien. La première, qui possède une double porosité karstique et de fissures, est sise sous une zone présentant un très faible réseau de drainage, que la pluviométrie parmi les plus faibles de France métropolitaine n'explique pas entièrement : l'infiltration y est très importante et les exutoires (Juine, Orge, Essonne, Drouette, Voise, Mauves) sont peu abondants. Depuis le début des années 1990, la nappe de Beauce

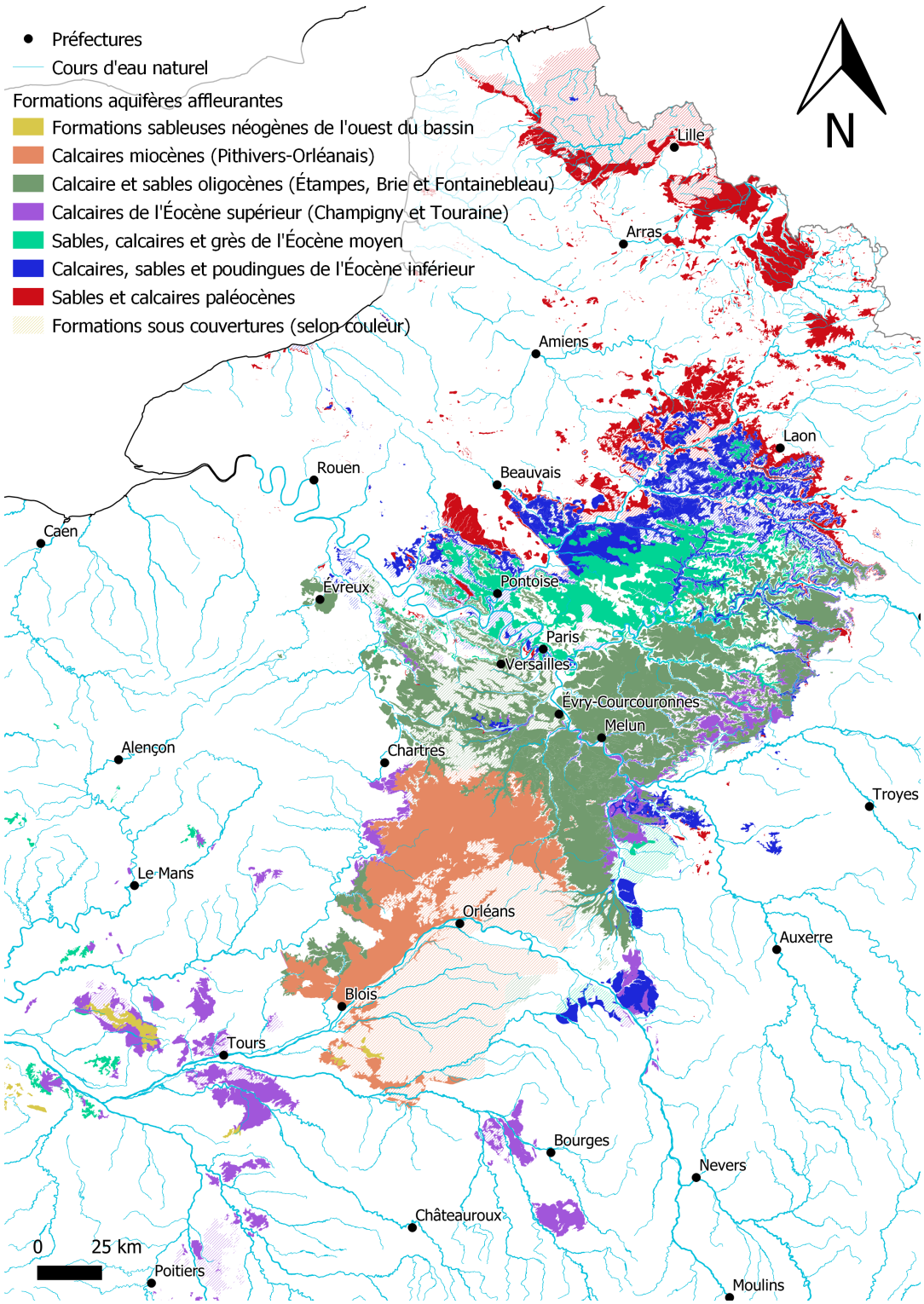


FIGURE 2.2 – Carte des formations cénozoïques aquifères du bassin parisien. Les zones hachurées représentent les formations sous couverture d'une autre formation imperméable.

est très sollicitée par les prélèvements pour l'irrigation des grandes cultures (De Frutos Cachorro et al., 2016). La seconde est de faible épaisseur sur le plateau briard et est sise sur des formations semi-perméables qui surmontent un autre aquifère important sur le plan régional : la nappe des calcaires de Champigny. Dans leur extrémité méridionale, les calcaires oligocènes sont sous couverture des argiles de Sologne, très imperméables, qui donnent un paysage très différent, composé de forêts et de très nombreux étangs.

La nappe de Brie est un multicouche complexe de formations éocènes, essentiellement de l'Éocène supérieur, qui constituent l'un des premiers réservoirs de l'Île-de-France. Elle s'étend au nord-est de la Seine et au sud de la Marne. Les types de porosité des différentes couches sont complexes mais la surface y présente des gouffres et les cours d'eau (Yerres, Malnoue) y sont peu abondants, dans un comportement semblable à celui de la nappe de Beauce.

Le nord de l'Île-de-France compte d'autres aquifères de moindre dimension. Le Vexin, au nord-ouest de Pontoise, abrite une nappe des sables de l'Éocène supérieur et moyen, alimentant des affluents de l'Oise comme la Viosne et surtout l'agglomération de Cergy-Pontoise. Au nord et au nord-est de Paris, la nappe de l'Éocène supérieure du Parisis, constituée notamment de sables et des calcaires de Saint-Ouen, est de moindre perméabilité. Plus au nord-est, dans le sud de la Picardie et le nord-ouest du département de la Marne, on compte trois nappes superposées : d'abord les formations perchées des calcaires du Lutétien, présentes sur les plateaux ; ensuite, les sables du Cuisien, siège d'une nappe essentiellement captive sous les précédents, qui alimente par exemple l'Ourcq ou les petits affluents du cours inférieur de l'Aisne ; enfin, les sables du Thanétien, relativement peu perméables. Cette dernière formation se retrouve également dans le département du Nord, où elle abrite une nappe superficielle, libre dans sa partie méridionale et captive plus au nord sous les argiles des Flandres.

Sur le bord sud du bassin parisien, notamment en Touraine et dans le Berry, les calcaires lacustres abritent de petites nappes d'importance locale, souvent perchées. Les grès du Bartonien affleurant dans l'ouest du bassin sont dans la même situation, tout comme les sables et faluns néogènes, qui sont peu aquifères.

2.1.3 La craie du bassin parisien

Autour des formations tertiaires, le bassin parisien est occupé par une large couronne de formations séno-turoniennes qui abritent l'un des plus grands aquifères libres européens : la nappe de la craie. Son épaisseur peut atteindre plusieurs centaines de mètres, ce qui en fait un réservoir d'eau souterraine très important, dont le niveau piézométrique est susceptible de varier considérablement, jusqu'à plus de dix mètres en certains points. C'est un milieu relativement homogène, mais dont les caractéristiques et le comportement hydrologique sont susceptibles de varier d'une région à l'autre. En particulier, la craie présente trois types de porosité : d'abord une porosité matricielle, avec des pores de l'ordre du micron, où les écoulements sont lents ; ensuite, une porosité de fissures à l'échelle du centimètre, où l'écoulement est plus rapide mais peut toujours être assimilé à un écoulement d'aquifère sédimentaire classique ; enfin, à cause de son haut taux de calcite, une karstification, issue notamment de l'agrandissement des fissures. Ces trois types de porosité sont susceptibles de cohabiter, ou non, dans une même formation : on parle de triple porosité de la craie (Vernoux et al., 2007). La carte de la figure 2.3 détaille les répartitions géographiques de ces différents types de porosité. La craie, si elle cohabite avec des marnes ou des argiles dans les mêmes formations — on parle de craie marneuse ou glauconeuse — peut perdre en perméabilité et devenir semi-perméable, voire imperméable.

En Haute-Normandie, la craie constitue le principal aquifère. Elle y présente une triple porosité, avec une grande variation locale de niveau de karstification et de fissuration. Le réseau de drainage y est peu dense, avec des plateaux secs comportant des bétoires où l'eau s'engouffre et alimente la nappe. On constate même des pertes sur certains cours d'eau, comme l'Iton ou la Risle, avec résurgence plus en aval. La nappe alimente des cours d'eau peu abondants, souvent par des résurgences karstiques. Les régimes de ces cours d'eau sont marqués par une grande variabilité interannuelle, ce qui montre l'effet *mémoire* de la nappe. La craie de Haute-Normandie a la parti-

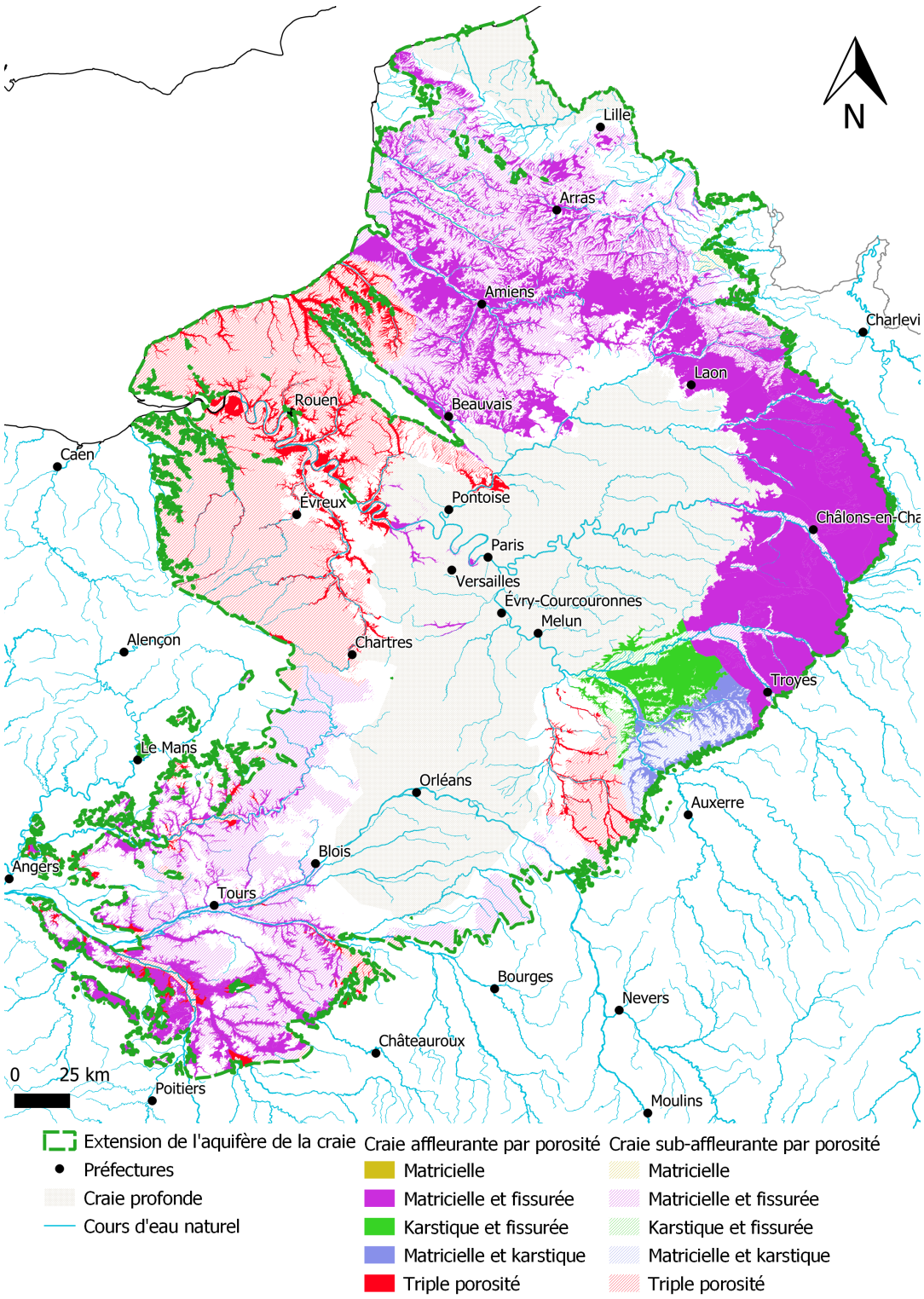


FIGURE 2.3 – Carte de la nappe de la craie séno-turonienne du bassin parisien. Les zones d'affleurement et de sub-affleurement sont classées par type de porosité.

cularité de n'affleurer vraiment que dans les vallées ; sur les plateaux, elle est sub-affleurante sous des formations résiduelles semi-perméables d'argiles à silex. La partie aval du cours de la Seine, à partir des Mureaux (78), est sise sur une petite nappe alluviale directement connectée à la nappe de la craie, notamment grâce à une fissuration très importante de celle-ci sous le lit majeur de la Seine. Une autre particularité de la craie de Haute-Normandie est d'être son propre substrat : en effet, les formations crayeuses les plus anciennes sont souvent marneuses et donc peu perméables.

Dans la partie centrale du bassin, la craie sous couverture profonde des formations tertiaires est peu perméable car peu fracturée.

Au nord-est, la craie de Haute-Normandie est limitée par la boutonnière du Pays de Bray, une zone d'affleurement de calcaires jurassiques qui sera détaillée plus loin. Elle se prolonge au sud-est jusqu'à la basse vallée de l'Oise où elle devient très fracturée, ce qui la rend très productive pour l'exploitation de forages d'eau potable. Au sud, elle est limitée par le cours de l'Eure, où elle cède sa place aux formations crayeuses de Touraine.

Au-delà du pays de Bray commence la craie picarde, qui recouvre l'essentiel de la région, hormis les zones tertiaires au sud et le socle de l'Ardenne à l'est. Elle affleure davantage que la craie de Haute-Normandie, les formations d'argiles à silex n'étant pas présentes sur tous les plateaux. Sur la côte de la Manche, elle est le plus souvent recouverte par des sables récents, notamment autour de la baie de Somme. Elle présente une double porosité matricielle et fissurée, très importante, mais pas de véritable réseau karstique. Les cours d'eau sont peu abondants et la communication avec la nappe se fait de façon continue, sans résurgences. La Somme et ses affluents sont très influencés par le niveau de la nappe, qui a des variations très lentes, ce qui a été observé lors d'une très longue et intense crue entre l'hiver 2000-2001 et le printemps 2002 (Habets ; Gascoin et al., 2010).

Plus au nord, la craie d'Artois possède des propriétés semblables à la craie picarde. En raison de sa moindre épaisseur et de sa plus grande fracturation, elle constitue un réservoir plus réactif que cette dernière, ce qui limite les grandes variations inter-annuelles. Elle alimente notamment les bassins des fleuves côtiers de la mer du Nord, notamment la Canche et l'Authie ; elle n'est cependant pas présente sous le lit majeur de ces cours d'eau, assis sur des marnes imperméables du Turonien. Au nord-est et à l'est, la craie d'Artois passe sous couverture profonde des sables du Thanétien, eux-mêmes captifs sous les argiles des Flandres : elle constitue alors un aquifère peu abondant et n'interagissant pas avec les cours d'eau.

À l'est du bassin parisien, la craie champenoise, qui s'étale du nord du département de l'Aisne au sud de l'Aube, est une zone d'affleurement complet de la craie, sans couverture par des formations plus récentes. Comme la craie picarde, elle présente une double porosité matricielle et fissurée, avec une karstification peu développée. Le réseau hydrographique est très peu dense, les cours d'eau qui prennent leurs sources en amont coulent dans des vallées assez profondes (Marne, Aube, Seine, Aisne). Seuls de petits cours d'eau, souvent soumis à des assecs, coulent des plateaux comme exutoires de la nappe : Soude, Fion, Moivre, Vesle, Ardre, Superbe... Ces rivières ont un régime très influencé par le niveau piézométrique de la nappe, qui est soumis à des variations inter-annuelles importantes.

Plus au sud, la craie champenoise laisse place aux formations bourguignonnes, que l'on peut diviser en deux parties. Au nord de la vallée de la Vanne, le plateau crayeux est semblable à la Champagne, avec toutefois une karstification plus importante. La craie y interagit avec la nappe alluviale de la Seine dans la région de la Bassée. Au sud de la vallée de la Vanne, dans le pays d'Othe, la craie est davantage karstifiée, avec de nombreuses bétoires sur le plateau et des résurgences qui sont partiellement captées pour l'alimentation de Paris en eau potable. Sur le plateau d'Othe, les formations résiduelles à silex sont plus épaisses mais plus perméables que celles de Normandie.

La craie bourguignonne est séparée de la craie du Gâtinais par la vallée de l'Yonne, où elle interagit également avec la nappe alluviale. Dans le Gâtinais, la craie est, en-dehors des vallées, sous couverture de formations plus récentes peu perméables. Bien que présentant théoriquement une triple porosité d'après la carte de la figure 2.3, Roux (2006) affirme qu'elle est surtout perméable par son réseau karstique, qui forme des sources utilisées également pour l'alimentation en eau potable

de Paris. Sur sa limite sud, au nord du Berry, la craie n'affleure pas ; elle reste sous couverture de formations plus récentes. Elle est très marneuse, ce qui la rend semi-perméable.

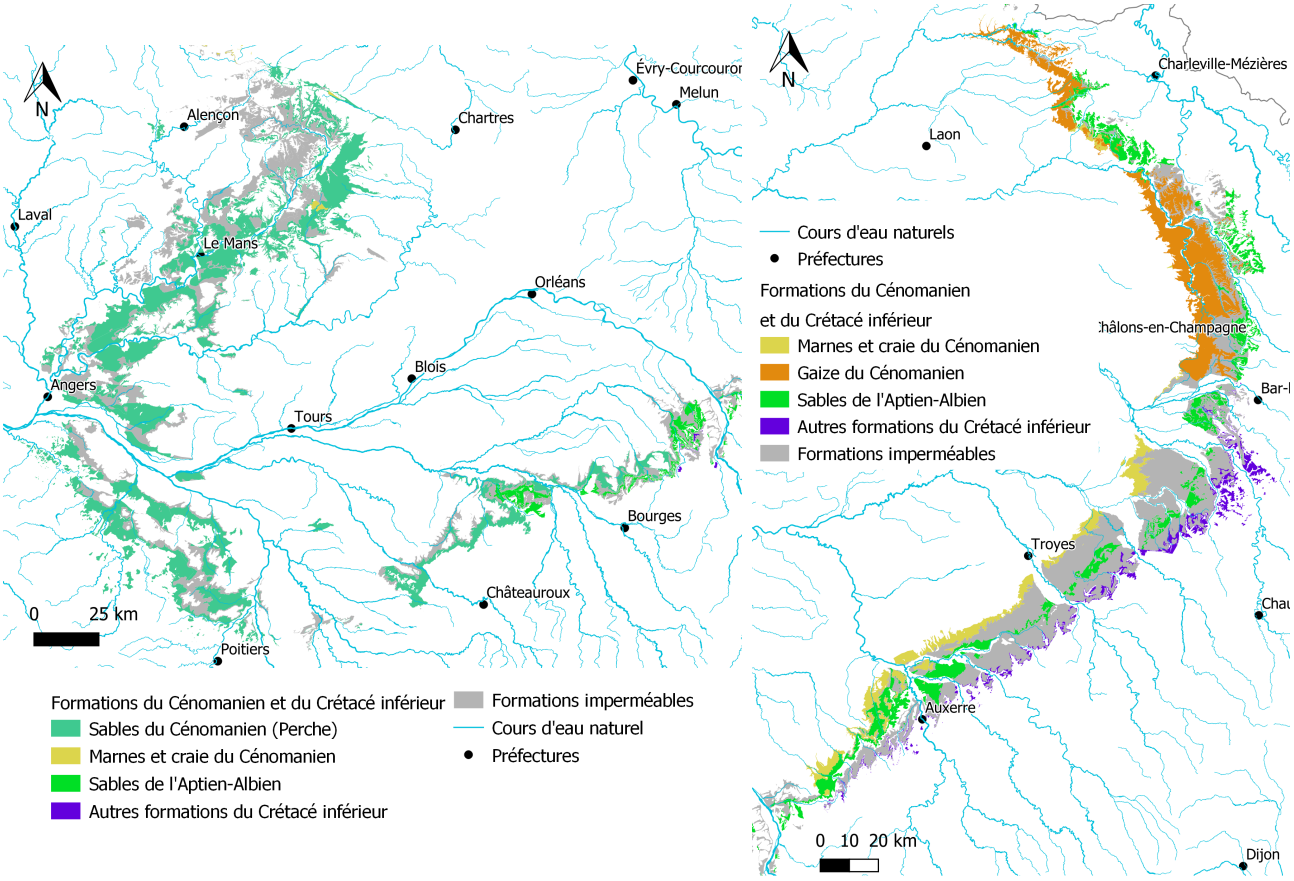
La dernière région de cette description est la Touraine, qui abrite l'extrémité sud-ouest de l'aquifère crayeux. La craie de Touraine possède le plus souvent une porosité double matricielle et fissurée. Elle est fracturée et donc aquifère essentiellement dans les vallées des grands cours d'eau — Loire, Cher, Indre — où elle interagit avec les nappes alluviales. Sur les plateaux, elle est le plus souvent sous couverture de formations résiduelles semi-perméables, voire des calcaires de l'Éocène supérieur décrits plus haut. Dans sa partie septentrionale, la craie de Touraine est plus karstifiée, avec la présence de résurgences dans le bassin du Loir. Enfin, à son extrémité ouest, près d'Angers, la craie prend la forme de formations sableuses ou marneuses qui occupent de petites zones de plateau.

2.1.4 Le Cénomanien et le Crétacé inférieur dans le bassin parisien

Les formations du Crétacé antérieures à la craie séno-turonienne affleurent assez peu dans le bassin parisien. Dans le nord du bassin, la craie du Cénomanien abrite une nappe souvent captive, séparée de l'aquifère de la craie par une formation imperméable. Elle affleure en bordure sud-est de la Champagne crayeuse ainsi que sur le bord ouest de la craie de Haute-Normandie, notamment dans les bassins de la Touques et de la Risle, ainsi qu'en bordure du pays de Bray. Dans ses zones d'affleurement, la craie du Cénomanien est connectée à celle du Séno-Turonien et peut donc être considérée comme faisant partie du même aquifère.

À l'ouest du bassin parisien, ces formations sont essentiellement représentées par une couche de sables du Cénomanien, souvent appelés *sables du Perche* — cf carte de la figure 2.4. Ceux-ci abritent une nappe tantôt libre quand elle affleure, tantôt captive sous les formations crayeuses. Affleurant essentiellement dans les bassins du Loir et de la Sarthe, leurs interactions avec l'hydrologie de surface sont peu documentées. Ils constituent une ressource aquifère importante de la région, notamment pour l'irrigation. Plus au sud, en rive gauche de la Loire, la nappe des sables de Touraine est peu affleurante, sauf sur une ligne Poitiers–Angers : elle est le plus souvent captive sous les formations crayeuses et elle est exploitée pour l'eau potable et l'irrigation. Là encore, son interaction avec les cours d'eau est peu documentée. La nappe des sables de Vierzon, qui affleure au nord du Berry, possède les mêmes caractéristiques.

Sur la frange est du bassin parisien, les formations du Crétacé antérieures à la craie sont moins perméables que cette dernière : on oppose ainsi cette Champagne humide, peuplée de nombreux plans d'eau — dont les grands lacs-réservoirs de Seine —, à la Champagne sèche crayeuse. Au nord de la vallée de l'Ornain, les formations du Cénomanien abritent la nappe des sables et gaizes d'Argonne, qui a pour exutoires de très nombreuses sources, notamment dans l'amont du bassin de l'Aisne. C'est essentiellement une nappe perchée, les vallées étant occupées par des argiles et marnes imperméables. Plus au sud, les formations du Cénomanien sont essentiellement imperméables, sauf la craie déjà évoquée plus haut. C'est en revanche dans cette région qu'affleure la nappe des sables de l'Aptien–Albien, sur les plateaux. Elle interagit peu avec le réseau hydrographique ; c'est en revanche une nappe captive sous la craie, généralement artésienne, qui sert par exemple de ressource de secours pour l'alimentation en eau potable de Paris.



(a) Partie ouest : sables du Perche et formations de Touraine

(b) Partie est : Champagne humide

FIGURE 2.4 – Cartes des zones d'affleurement des formations du Cénomanien et du Crétacé inférieur dans le bassin parisien, dans deux régions : Perche et Touraine à l'ouest ; Champagne à l'est.

2.1.5 Le Malm dans le bassin parisien

Les formations du Jurassique supérieur — ou Malm — affleurent surtout à l'est du bassin parisien — cf. figure 2.5. Dans le reste du bassin, elles abritent des nappes captives profondes, sauf dans quelques zones particulières : dans le Boulonnais, où elles forment de petits aquifères d'importance locale ; dans le pays de Bray, où les calcaires et sables du Tithonien affleurent et interagissent avec plusieurs cours d'eau comme l'Epte ou l'Avelon ; dans le bassin de la Touques, sous le lit majeur de cette dernière ; dans le Perche, localement dans les bassins de l'Huisne et de la Sarthe amont.

À l'est et au sud du bassin, elles forment deux aquifères séparés par une couche imperméable. D'une part, les calcaires et sables du Tithonien présentent une porosité fissurée avec des phénomènes karstiques locaux. Ils affleurent surtout sur le plateau du Barrois où ils interagissent avec des rivières comme l'Aisne, la Saulx, l'Ornain et la Marne. Plus au sud, leur largeur d'affleurement se réduit, mais ils sont traversés par la majorité des affluents de la Seine amont et de l'Yonne. Ils n'affleurent que très localement dans le bassin de la Loire. D'autre part, les calcaires de l'Oxfordien et du Kimméridgien ont une surface d'affleurement bien plus importante, de l'ouest du Berry jusqu'au Ardennes. Dans leur partie nord, ils forment les Côtes de Meuse, karstiques, qui alimentent le cours de la Meuse par des résurgences le long des côtes. Plus au sud, en Champagne et en Bourgogne, ils forment les côtes du Châtillonnais, karstiques également, traversées par de nombreux affluents de la Seine amont et de l'Yonne. Dans le bassin de la Loire, les calcaires de l'Oxfordien et du Kimméridgien deviennent plus marneux et peuvent alors être considérés comme semi-perméables, à

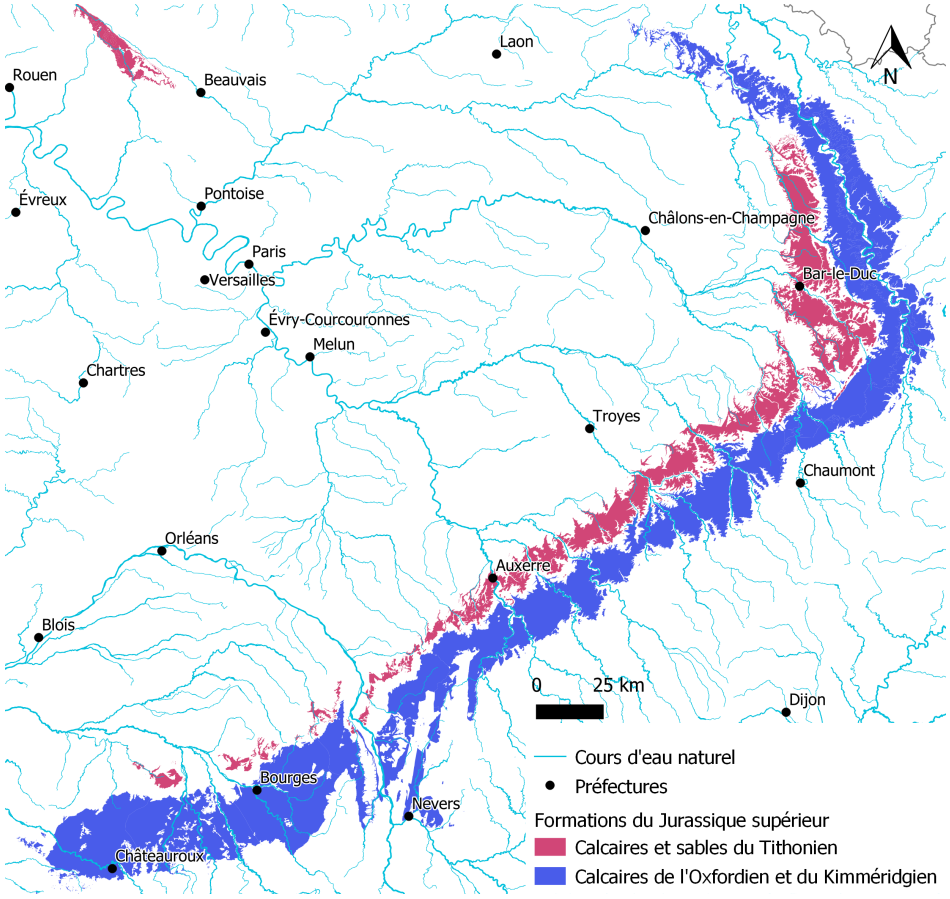


FIGURE 2.5 – Carte des affleurements des formations du Malm dans le bassin parisien, à l'exception du Boulonnais et de la Basse-Normandie.

l'exception du plateau de la Champagne berrichonne, au nord de Châteauroux, qui est un plateau sec karstique à l'instar de la Champagne crayeuse.

2.1.6 Le Massif armoricain et ses bordures

À l'ouest du bassin parisien, le Massif armoricain s'étend sur l'intégralité de la Bretagne, les deux tiers de la région Pays de la Loire et de l'ancienne région Basse-Normandie. C'est une zone de socle, où il n'existe pas de grands systèmes aquifères, mais de petits systèmes de fractures locaux, parfois surveillés par des piézomètres et généralement liés aux cours d'eau. Les niveau piézométriques mesurés sont en général peu affectés par des variations inter-annuelles.

Quelques formations sédimentaires plus récentes, situées surtout en bordure du massif comme le montre la figure 2.6, abritent des aquifères. Le socle est parfois recouvert par des formations sableuses récentes, qui sont aquifères et parfois utilisées pour l'alimentation en eau potable. Les sables dunaires de Vendée et du Cotentin présentent des caractéristiques semblables. On trouve également de petits aquifères tertiaires et secondaires qui affleurent peu et interagissent peu avec les cours d'eau. Les grands cours d'eau — Loire et Vilaine surtout — forment des nappes alluviales qui peuvent atteindre une largeur assez importante, notamment dans l'estuaire de la Loire. On rencontre un cas particulier de formations sédimentaires d'âge primaire : les calcaires et grès du Mississipien, karstiques, qui affleurent à Montmartin-sur-Mer (50), dans le bassin de la Sienne.

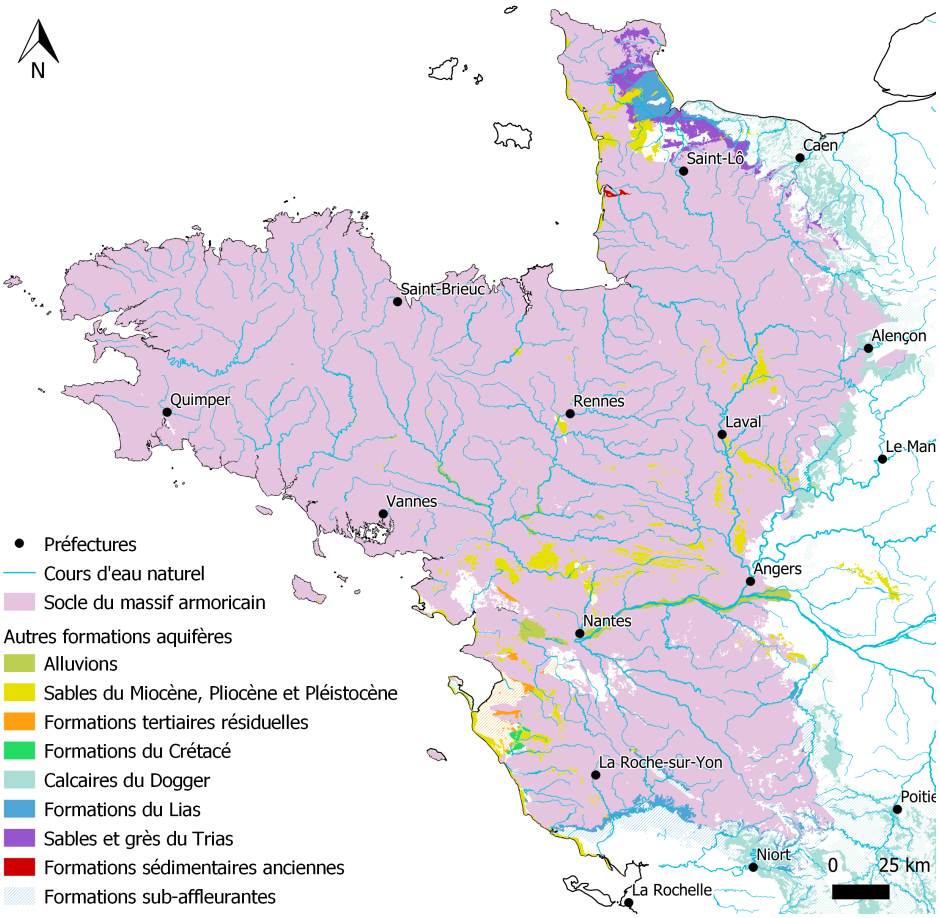


FIGURE 2.6 – Carte du socle du Massif armoricain et des formations aquifères sédimentaires de ses bordures. Les hachures indiquent les formations sub-affleurantes, selon les mêmes couleurs que les formations affleurantes.

C'est surtout en bordure du Massif que l'on trouve des affleurements de grands aquifères sédimentaires, à l'interface avec les bassins parisien et aquitain. Sur la frange orientale du Massif, à l'exception de l'Anjou, l'aquifère multicouche du Dogger du bassin parisien affleure. Il est composé de deux couches, séparées par des marnes imperméables au nord d'Alençon mais connexes plus au sud : les calcaires du Bathonien-Callovien au-dessus et les calcaires du Bajocien-Aalénien en-dessous. Cet aquifère présente une double porosité de fissures et karstique, avec des sources et résurgences. Il est souvent sous couverture d'argiles à silex en Basse-Normandie, n'affleurant qu'irrégulièrement dans les vallées. Les calcaires du Dogger affleurent largement, ou sub-affleurent sous des formations marneuses et argileuses du Malm, dans le Poitou, où ils forment la limite entre les bassins parisien et aquitain. C'est un aquifère karstique, avec des systèmes complexes, par exemple dans les bassins de la Dive et de la Sèvre Niortaise.

Dans l'ouest de la Basse-Normandie, entre les zones d'affleurement du Dogger et le Massif armoricain, on rencontre des affleurements de sables et grès du Trias, à porosité matricielle, dont le lien avec l'hydrologie de surface est peu documenté, ainsi que des formations du Lias, qui n'abritent pas de nappe étendue. Au sud du département de la Vendée, l'interface avec le bassin aquitain est constituée de calcaires karstiques du Lias, qui affleurent sur une mince bande au Nord du Marais Poitevin et qui alimentent de nombreuses sources, notamment dans les bassins de la Vendée et du Lay. Ces formations du Lias, ainsi que le Dogger, deviennent rapidement captifs plus au sud sous des formations plus récentes qui seront présentées plus bas avec le reste du Bassin aquitain.

2.1.7 L'est du bassin parisien, l'Ardenne, la Lorraine et l'Alsace

Les formations sédimentaires du bassin parisien sont limitées, au nord-est, par le socle des Ardennes et à l'est, par celui des Vosges. Comme le socle du Massif Armoricain, ces deux massifs abritent des nappes locales dans leur porosité de fractures, essentiellement exploitées pour l'eau potable. À l'ouest et au sud de ces massifs, les formations les plus anciennes du bassin parisien affleurent. À l'ouest du sillon mosellan, les formations du Dogger abritent un aquifère multicouche, karstique, qui interagit avec de nombreux cours d'eau : Meuse (en deux endroits), Chiers, Orne, Woigot, Moselle, Mouzon, Rognon et Marne. Elles affleurent également en bordure des Ardennes et elles forment au sud le seuil de Bourgogne, qui sera décrit plus bas. Les calcaires du Dogger forment les côtes de Moselle ; leur zone d'affleurement est séparée de celle des calcaires de l'Oxfordien et du Kimméridgien, décrits plus haut et formant les côtes de Meuse, par la région de la Woëvre, où affleurent des argiles imperméables.

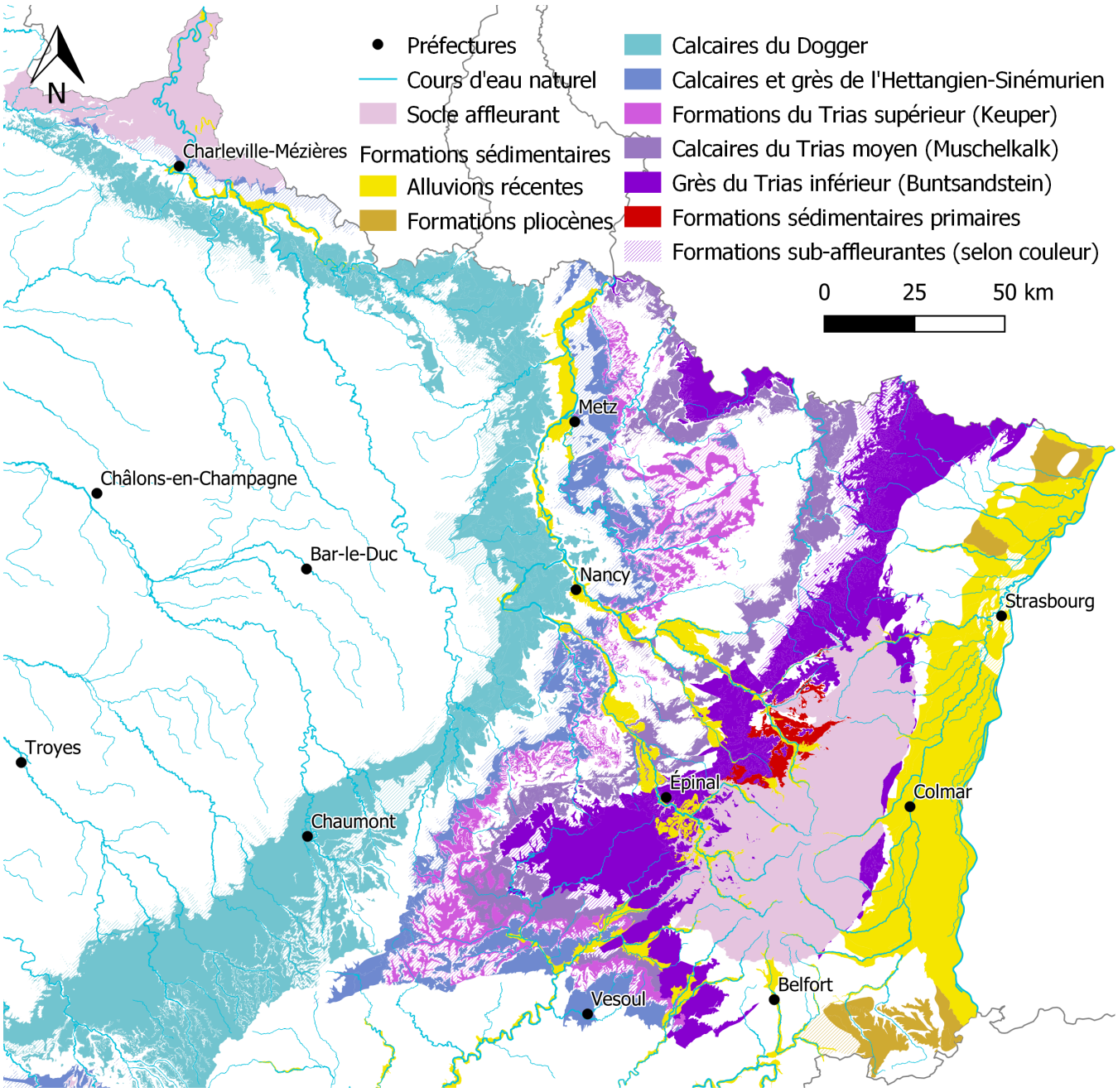


FIGURE 2.7 – Carte des aquifères de l'est du bassin parisien, des Vosges et d'Alsace

Plus à l'est, de l'autre côté du sillon mosellan, plusieurs formations affleurent successivement. Les calcaires et grès de l'Hettangien-Sinémurien, essentiellement sous couverture imperméable, sont peu aquifères. Ensuite, les grès argileux du Trias supérieur (Keuper), affleurent essentiellement dans les vallées et sont parfois sous couverture imperméable sur les plateaux, où ils abritent une nappe de faible épaisseur. L'interaction de celle-ci avec le réseau hydrographique n'est pas documentée. Ensuite, les calcaires du Trias moyen (Muschelkalk) affleurent plus largement. Ils présentent une porosité karstique et abritent une nappe qui interagit avec les cours d'eau qui la traversent : Nied, Sarre, Vezouze, Meurthe, Mortagne et Moselle. Mais l'aquifère le plus important de la région est celui des grès du Trias inférieur, qui affleure sur une large zone à l'ouest des Vosges cristallines et au nord, dans les Vosges gréseuses. Il est très utilisé pour le thermalisme, pour l'alimentation en eau potable ou pour la production d'eau en bouteille (Vittel et Contrexéville). Son niveau piézométrique a été très influencé par les activités minières passées de la région. Son interaction avec les cours d'eau n'est pas documentée.

Outre les nappes sises dans des formations sédimentaires, les grands cours d'eau de la région forment des nappes alluviales larges : la Meuse, surtout près de Charleville-Mézières, la Moselle et la Meurthe. À l'est des Vosges, la nappe alluviale du Rhin supérieur, aussi appelée nappe d'Alsace, constitue l'un des plus grands réservoirs aquifères d'Europe. Elle est formée d'alluvions pour la plupart très récentes, même si des formations pliocènes affleurent également. C'est un grand aquifère complexe, avec une perméabilité variable selon la nature des alluvions. Il interagit fortement avec le réseau hydrographique, notamment via les rieds, zones humides inondées par la remontée de la nappe. Au sud de Mulhouse, affleurent des formations marneuses imperméables ; seuls les cailloutis du Sundgau, alluvions pliocènes, abritent des nappes perchées dans le bassin amont de l'Ill. Sur le piémont vosgien oriental et dans la région de Saverne, des formations d'âges divers, affectées par de nombreuses failles, peuvent accueillir de petits aquifères locaux.

2.1.8 Le bassin aquitain

Le bassin aquitain est un grand bassin sédimentaire qui occupe un sixième du territoire métropolitain — cf. carte de la figure 2.8. Comme le bassin parisien, il est constitué de formations sédimentaires superposées, aquifères ou non. Il est limité au sud par les Pyrénées, à l'est par le socle du massif central, au nord-est par les calcaires du Dogger du seuil du Poitou et au nord par le socle du bassin armoricain. On peut le séparer en trois grandes aires hydrogéologiques : au sud et au sud-est, dans les parties supérieures des bassins de l'Adour et de la Garonne, les plateaux sont recouverts de molasses imperméables, les seuls aquifères affleurant étant les nappes alluviales dans certaines vallées ; au sud-ouest, la région des Landes de Gascogne est occupée par une grande formation aquifère libre de sables plio-quaternaires ; au nord et à l'est, on rencontre une succession d'affleurement de couches de l'Oligocène au Jurassique, à l'instar du bassin parisien.

Le bassin aquitain, plus que le bassin parisien, est caractérisé par la largeur de ses formations alluviales autour des principaux cours d'eau : Tarn, Garonne, Ariège, Hers, Agout, Lot, Dordogne, Isle, Dronne, Adour, Gave de Pau et Midouze. Les alluvions plus anciennes forment des terrasses qui permettent à l'aquifère alluvial de dépasser le seul lit majeur des cours d'eau. Au nord du bassin, la Charente forme également une petite nappe alluviale autour d'Angoulême.

En rive gauche de la Garonne, au nord de la Midouze et à l'ouest de la Gélisse, les landes de Gascogne sont sises sur une grande formation multicouche de sables pliocènes et quaternaires, qui abrite un aquifère libre, à porosité matricielle importante. Le réseau de drainage est peu dense, à l'exception de quelques fleuves côtiers comme l'Eyre ou de rivières comme l'Avance. La nappe est surtout drainée par les grands lacs landais, près de la côte. Les formations du Miocène sont

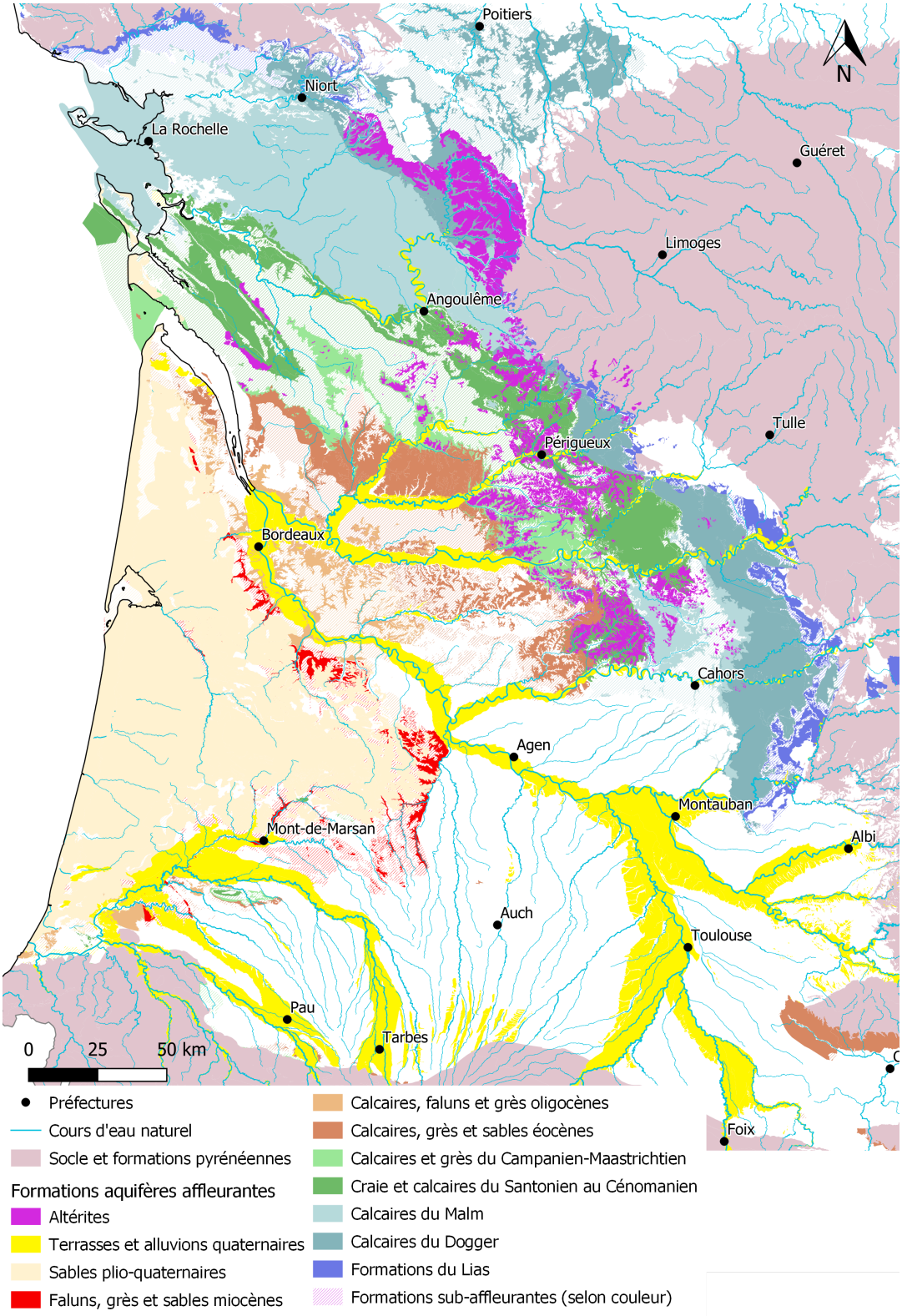


FIGURE 2.8 – Carte des formations aquifères du bassin aquitain

essentiellement captives sous cet aquifère des sables plio-quaternaires, dont elles sont séparées par une couche généralement imperméable. Cependant, elles affleurent sur la bordure est des Landes et entrent ainsi en relation avec la Leyre, le Ciron, la Douze et la Gélise. À l'est de Mont-de-Marsan, les sables du Miocène en surface deviennent moins perméables et la nappe est alors captive et sub-affleurante.

Les calcaires, faluns et grès oligocènes sont captifs sous les formations du Miocène. Comme celles-ci, ils affleurent en rive gauche de la Garonne sous forme de calcaires karstifiés qui donnent naissance à de nombreuses résurgences, comme les sources de Budos, utilisées pour l'alimentation en eau potable de la ville de Bordeaux. Plus à l'est, en rive droite de la Garonne, les formations sont sub-affleurantes sous des molasses et peu aquifères. Les formations de l'Éocène couvrent une très grande partie du bassin aquitain, mais n'affleurent qu'au nord de celui-ci, essentiellement en rive droite de l'Isle sous forme de sables argileux moyennement perméables. Plus au sud, ces mêmes sables sont sub-affleurants sous des molasses. On rencontre également des affleurements de calcaires éocènes au sud de la Gironde — calcaires de Saint-Estèphe — et dans le bassin de la Lémance, ainsi qu'au sud de la Montagne noire. C'est une nappe très exploitée par pompages et soumise aux intrusions d'eau salée, mais ses relations avec le réseau hydrographique sont peu documentées.

Les formations du Crétacé se divisent en deux couches : d'une part, les calcaires et grès du Campanien-Maastrichtien, de faible épaisseur et au faible potentiel aquifère, qui interagissent surtout avec la Dordogne en amont de Bergerac ; d'autre part, un système multicouche crayeux du Santonien au Cénomanien, qui affleure surtout au sud de la Charente et dans le Périgord. C'est un système aquifère très hétérogène, très karstifié dans le département de la Dordogne mais peu fissuré dans le bassin de la Charente, où il a une porosité matricielle. Malgré une composition et un âge proches, il possède des propriétés très différentes de la craie séno-turonienne du bassin parisien et interagit bien moins avec le réseau hydrographique.

Les bords nord et est du bassin aquitain sont occupés par les formations les plus anciennes, datant du Jurassique. Dans la majeure partie du bassin de la Charente, des calcaires argileux du Malm affleurent. Ils présentent une double porosité fissurée et karstique avec une faible capacité de stockage interannuel. Plus au nord, l'aquifère du Malm devient captif sous des vases récentes semi-perméables et interagit avec le Marais poitevin. À l'est de la Charente, les calcaires sont très karstifiés et forment le système du karst de la Rochefoucauld, qui alimente les sources de la Touvre, deuxième résurgence karstique de France métropolitaine (Le Moine et al., 2008). Plus au sud, le bord ouest du Massif central est occupé par des formations du Dogger qui seront décrites dans la section suivante.

2.1.9 Le Massif central et ses bordures occidentales et septentrionales

Le Massif central est majoritairement constitué de formations anciennes de socle, qui abritent, comme pour le Massif armoricain, des aquifères locaux de roches fracturées — cf. carte de la figure 2.9. Ces aquifères superficiels sont bien alimentés par la grande pluviométrie de la région, par exemple sur le plateau de Millevaches dans le Limousin où de très nombreux cours d'eau prennent leur source — Vienne, Creuse, Vézère, Diège... Le Massif central est marqué également par la présence de grandes formations récentes d'origine volcanique, dans le chaîne des Puys, le Cantal et le Velay. Ces massifs abritent des aquifères de roches fracturées, largement exploités pour l'eau en bouteille, comme à Laqueuille et à Volvic, mais dont l'interaction avec les cours d'eau est faible.

La Loire et l'Allier coulent dans de larges plaines alluviales appelées limagnes, au nord du Massif. Elles sont constituées de formations éocènes et oligocènes peu perméables, en-dehors des couloirs d'alluvions récentes de l'Allier et de la Loire. On compte également une formation éocène détritique dans le bassin de Gouzon (23), drainée par la Voueize.

Le nord et l'ouest du Massif central sont bordés par des formations sédimentaires secondaires qui les séparent des deux grands bassins aquitain et parisien. Les formations du Permien et du Trias affleurent dans deux zones : d'une part, dans le Nivernais et le Berry ; d'autre part, dans deux

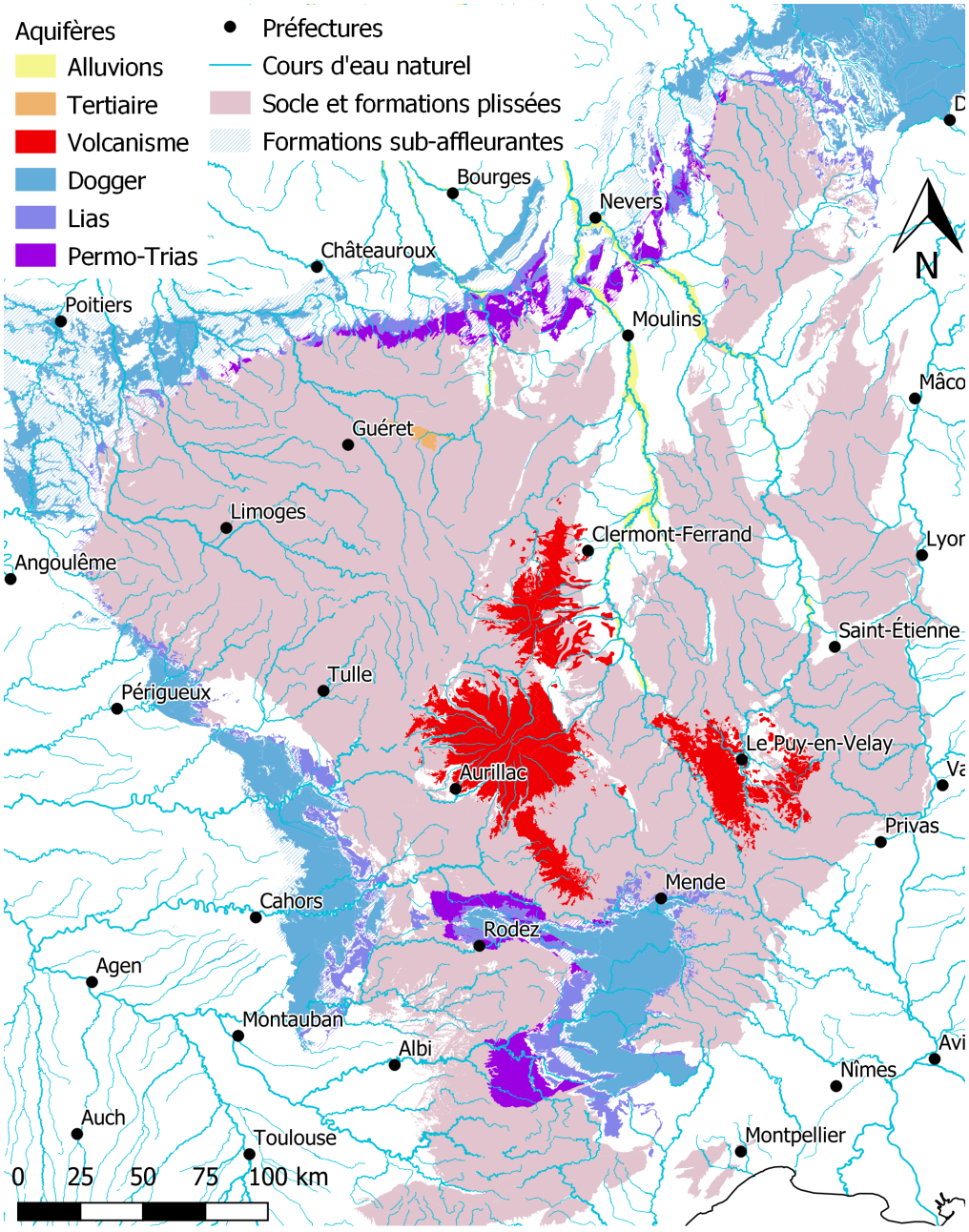


FIGURE 2.9 – Carte des formations aquifères du Massif central et de ses bordures

bassins à l'ouest des Grands Causses, près de Rodez et de Saint-Affrique. Leur rôle hydrologique n'est pas documenté.

Les calcaires jurassiques des bordures du Massif central abritent de grands aquifères karstiques. Au sud-ouest, les affleurements de ces formations créent des causses, grands plateaux secs asséchés par le karst, entrecoupés de vallées profondes : Périgord oriental, Quercy et surtout système des Grands Causses entre Mende et Lodève. Ces causses sont généralement constitués de deux systèmes karstiques superposés, avec le Dogger au-dessus et le Lias en-dessous, séparés par une couche imperméable du Toarcien. De nombreuses résurgences karstiques existent dans ces régions, comme la fontaine des Chartreux à Cahors ou la source de Castelbouc à Sainte-Énimie (48). Ces aquifères alimentent ainsi les cours d'eau des vallées, comme le Tarn, la Dourbie, le Lot ou l'Aveyron. Les calcaires du Dogger et du Lias affleurent également en bordure nord du Massif, dans le Berry, où ils forment des systèmes karstiques locaux mais limités par la présence de formations imperméables argileuses.

2.1.10 Le seuil de Bourgogne, le fossé bressan et le Jura

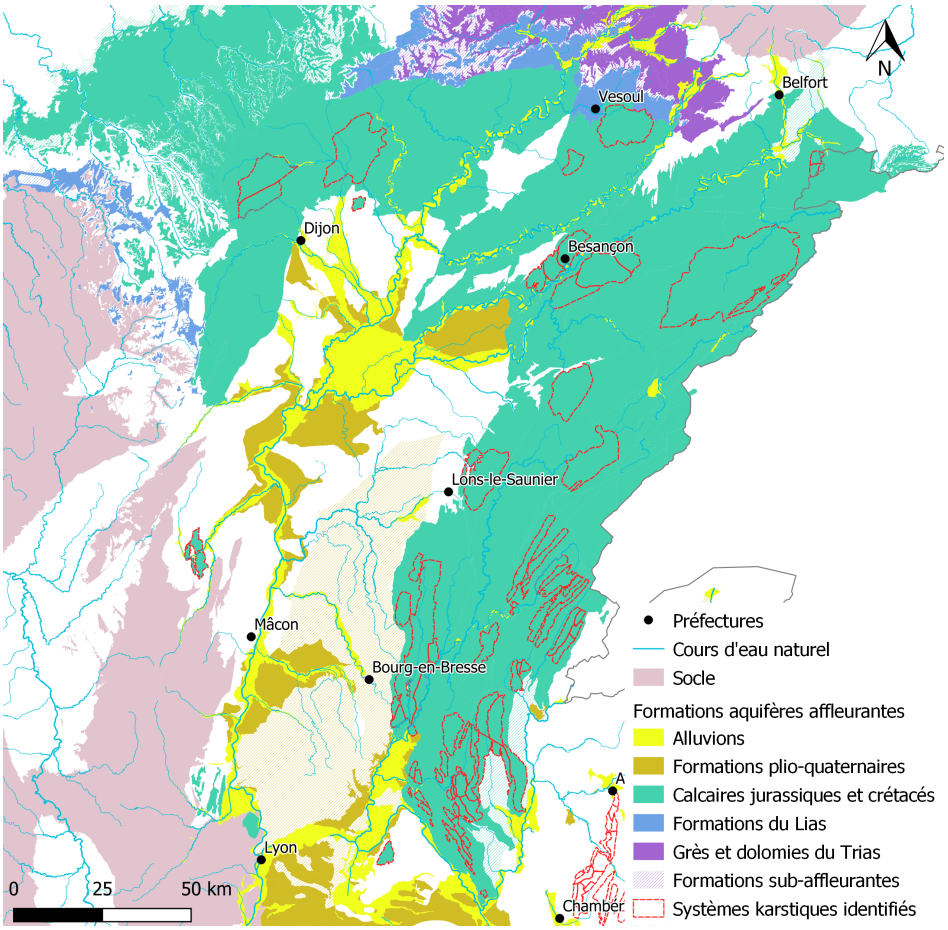


FIGURE 2.10 – Carte des formations aquifères de Bourgogne et du Jura, avec les systèmes karstiques identifiés par la BDLISA

La région située au nord-est du Massif central et au sud des Vosges, visible sur la figure 2.10, se divise en deux grands ensembles : d'une part, une grande zone de calcaires essentiellement jurassiques et parfois crétacés, qui couvre le seuil de Bourgogne, le bassin amont de la Saône et le massif du Jura ; d'autre part, les formations récentes du fossé bressan, qui couvrent la majeure partie du bassin de la Saône aval. Les formations du Lias et du Trias au nord de Vesoul sont liées aux aquifères lorrains du piémont vosgien ; les formations du Lias du Morvan n'ont pas de rôle aquifère documenté, elles sont le plus souvent peu perméables.

Le seuil de Bourgogne et le Jura sont formés de calcaires très fracturés, créant de grands systèmes karstiques complexes dont certains sont identifiés en rouge sur la figure 2.10. Parmi les résurgences les plus importantes, on compte par exemple la Bèze à Bèze (21), la Loue à Ouhans (25), la fosse Dionne à Tonnerre (89) ou le Dessoubre à Consolation-Maisonnettes (25). De nombreux cours d'eau subissent des pertes importantes, parfois spectaculaires, avec des résurgences à plusieurs dizaines de kilomètres, comme la Laignes, le Doubs ou le Lison. Dans ce contexte de karst de grande étendue, le niveau piézométrique de la nappe est très hétérogène car il dépend de la structure des conduits souterrains : il est donc difficile d'estimer la valeur de l'information piézométrique.

Le fossé bressan sépare les reliefs des côtes de Bourgogne — côte d'Or, côte chalonnaise, Mâconnais — du Jura. Il est occupé par le bassin de la Saône aval, assis sur des formations alluviales récentes, pliocènes ou quaternaires. Les principales rivières forment des nappes alluviales de plus ou moins grande largeur, dont la principale est sise entre la Saône et le Doubs en amont immé-

diat de leur confluence. Des formations plus anciennes, avec des niveaux de perméabilité variables, sont sises en-dehors des vallées alluviales. On peut citer les graviers du Saint-Côme, souvent sous couverture argileuse, dans la partie centrale de la Bresse ; les graviers de Dijon sud, drainés par la Sansfond ; les cailloutis de la forêt de Chaux, drainés par la Clauge. Plus au sud, les formations de la Dombes sont essentiellement sous couverture des marnes de Bresse, avec peu d'interactions avec la surface.

2.1.11 Le couloir rhodanien, les Alpes et la côte méditerranéenne

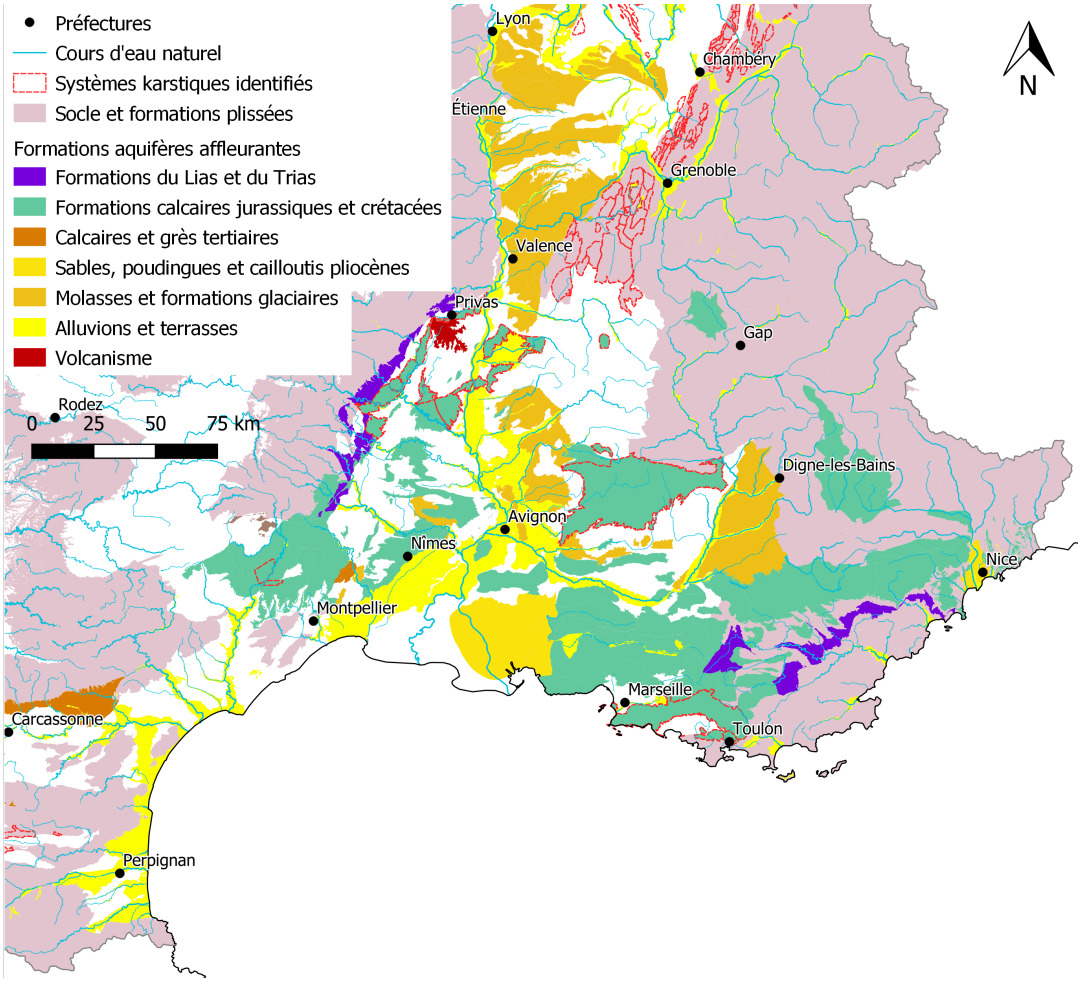


FIGURE 2.11 – Carte des aquifères du couloir rhodanien, du piémont alpin et de la côte méditerranéenne

Le bassin formé par le couloir rhodanien, les plaines du Languedoc et du Roussillon et les régions côtières de Provence est limité par les formations plissées et/ou de socle des Alpes à l'est et des Cévennes à l'ouest, ainsi que par la mer Méditerranée au sud. À cause du relief accidenté, c'est une région hydrogéologique complexe que l'on peut diviser en deux grands ensembles, comme dans la section précédente : dans les plaines, des formations alluviales ou molassiques d'âge cénozoïque abritent des aquifères d'extension variable ; sur les plateaux et dans les reliefs, des formations complexes qui comportent notamment des calcaires secondaires fortement karstifiés.

Dans le couloir rhodanien, la nappe alluviale du Rhône s'élargit avec la vallée : elle occupe son extension maximale près d'Avignon, au nord des Alpilles. Elle est alimentée en rive droite par diverses formations molassiques. Certaines ont une perméabilité très élevée, ce qui provoque des pertes importantes aux cours d'eau de surface, comme la nappe de la plaine de Bièvre-Valloire,

alimentée par les Collières et d'autres rus. En aval, les formations molassiques du Comtat sont reliées à la nappe alluviale du Rhône, jusqu'aux formations pliocènes de la plaine de Crau autour du Grand Rhône. D'autres nappes alluviales sont rencontrées autour des fleuves côtiers du Languedoc et de Provence, les plus importantes étant sises dans la plaine du Roussillon ou dans le bassin du Vidourle.

Les formations calcaires jurassiques et crétacées sont pour la plupart karstiques ; la plus grande résurgence du territoire métropolitain est la fontaine de Vaucluse, alimentée par un vaste système au nord-est d'Avignon. Certains massifs pré-alpins, comme le Vercors ou le Dévoluy, se présentent également comme des plateaux karstiques, avec des résurgences dans les vallées. En Provence, le système karstique de la source de l'Argens, relié au massif de la Sainte-Victoire, est important, tout comme celui de la source du Lez, dans le Languedoc, qui sert d'alimentation en eau potable à la ville de Montpellier.

2.2 Les sources de données

2.2.1 Les données hydroclimatiques : la base HydroSafran

Les données de débits mesurées aux stations de jaugeage proviennent de la banque Hydro, base de données appartenant au ministère de la Transition Écologique (Leleu et al., 2014) et gérée par le SCHAPI — Service Centrale d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations. Elle compte environ 4000 stations (Delaigue ; Boissonnat, 2021), pour qui elle dispose de données à pas de temps variable, agrégées pour cette étude au pas de temps journalier.

Les forçages météorologiques proviennent de la réanalyse Safran — pour Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige — développée par Météo France (Vidal et al., 2009). Elle fournit des données atmosphériques, notamment de vent, de température et de précipitations, interpolées au pas de temps journalier sur une grille régulière de résolution 8 km, sur l'ensemble du territoire métropolitain. La version utilisée pour cette étude fournit des données entre le 1er août 1958 et le 31 juillet 2018, soit 60 ans.

La base de données HydroSafran, développée par l'équipe Hydrologie des bassins versants, combine ces deux bases (Delaigue ; Boissonnat et al., 2021) : pour chaque bassin de la banque Hydro, les données Safran sont découpées et agrégées selon son contour. L'évaporation potentielle est calculée à partir de la température moyenne journalière en utilisant la formule de Oudin et al. (2005), ce qui permet, avec les précipitations, d'obtenir des séries continues d'entrées pour les modèles hydrologiques.

2.2.2 Les données piézométriques : la banque ADES

Les données de niveaux piézométriques proviennent de la banque ADES (BRGM, 2021a) — pour Accès aux Données sur les Eaux Souterraines — qui rassemble à la fois des mesures de niveau des eaux souterraines et des données sur leur qualité (Chery et al., 2003). Elle compte 80 448 points d'eau, essentiellement pour ces dernières mesures : 77 207 qualitomètres et 4 920 piézomètres, certains points produisant les deux types de données. Ces stations de mesure sont réparties sur l'ensemble du territoire de la *France entière* des statisticiens, c'est-à-dire la Métropole, la Corse et les cinq départements d'outre-mer : Guadeloupe, Guyane, Martinique, Mayotte et la Réunion.

Contrairement à la banque Hydro qui est alimentée par un nombre réduit de producteurs de données — les services de l'État, les gestionnaires de barrages, les laboratoires de recherche gérant des bassins expérimentaux ainsi que quelques EPTB — la banque ADES rassemble des données de nombreux producteurs, avec des usages et des finalités différentes : BRGM, services de l'État, collectivités territoriales, laboratoires de recherche, EPCI... La qualité des données piézométriques peut donc être différente entre deux stations qui n'ont pas le même gestionnaire. Les points de mesure sont donc regroupés en réseaux homogènes. Deux réseaux seront utilisés pour cette étude : en priorité, le réseau national de suivi quantitatif des eaux souterraines sous maîtrise d'œuvre du BRGM, qui compte 2 000 stations, dont 1 645 encore en activité ; ensuite, si besoin, le réseau patrimonial national de suivi quantitatif des eaux souterraines, qui rassemble quant à lui 2 265 stations, dont 1 921 en activité. Ces deux réseaux assurent notamment une évaluation homogène de la qualité des mesures et la présence de métadonnées suffisantes.

La plupart des piézomètres de ces deux réseaux sont déjà associés à une entité hydrogéologique de la BDLISA, ce qui permet d'identifier l'aquifère surveillé. Pour cette thèse, certains points ont néanmoins dû être associés manuellement, en utilisant les informations de forage et la position de la crépine décrits dans les dossiers du portail InfoTerre (BRGM, 2021c).

2.2.3 Le référentiel hydrogéologique national BDLISA

Comme exposé succinctement dans la section 2.1, la France métropolitaine présente un contexte hydrogéologique varié et souvent complexe. Il est décrit par le référentiel hydrogéologique national BDLISA (Brugeron et al., 2018 ; BRGM, 2021b) — pour Base de Données des LImites des Systèmes Aquifères. C'est un ensemble de polygones, chacun représentant une entité hydrogéologique avec ses caractéristiques. Trois niveaux de description du territoire national sont proposés : le niveau 1, pour une cartographie nationale générale ; le niveau 2, pour l'échelle régionale ; le niveau 3, pour l'échelle infra-régionale à locale. Ces trois niveaux forment des jeux de polygone distincts mais néanmoins liés : chaque entité de niveau 3 appartient à une entité de niveau 2, elle-même incluse dans une entité de niveau 1. Chaque entité est décrite par les méta-données suivantes :

— un **code** d'identification, comptant trois chiffres au niveau 1, trois chiffres et deux lettres au niveau 2 et trois chiffres, deux lettres puis deux chiffres au niveau 3 ;
— un **nom**, décrivant la nature de la formation associée et l'époque géologique correspondante ;
— un **thème** qui donne le grand type de formation géologique : alluvial, sédimentaire, socle, montagne, volcanique ou multi-thèmes (uniquement aux niveaux 1 et 2) ;
— la **nature** qui classe les entités selon leur caractère aquifère. Au niveau 1, on distingue les *grands systèmes aquifères*, les *grands domaines hydrogéologiques* (aquitards) et les *grands systèmes multicouches*. Au niveau 2, on sépare les *systèmes aquifères* des *domaines hydrogéologiques* (imperméables). Au niveau 3 enfin, on distingue les *unités aquifères*, les *unités semi-perméables* (aquicludes) et les *unités imperméables* (aquitards) ;
— le **type de milieu**, donnant la nature de l'éventuelle porosité de l'entité : matricielle, fissurée ou karstique, ou une combinaison de deux ou trois types de porosité. Pour les entités de niveau 1 et 2, le type multi-milieux existe également ;
— l'**état** de l'entité : captive, libre, semi-captive — lorsque le toit est semi-perméable —, libre et captive — lorsque l'état varie dans l'espace mais pas dans le temps — ou alternativement libre et captive — lorsque l'état varie également dans le temps, c'est-à-dire que la nappe est libre lorsque le niveau piézométrique est bas et devient captive quand celui-ci monte.

La BDLISA donne également des informations sur l'ordre des entités hydrogéologiques à la verticale d'un point, ce qui permet d'identifier les différents niveaux aquifères superposés sous

Table 2.1 – Exemple de log hydrogéologique issu de la BDLISA, généré au droit du bâtiment Condorcet d'INRAE Antony, au centre du bassin parisien. La couleur bleue indique les formations aquifères, le jaune les aquicludes et systèmes multi-couches et le brun les aquitards.

Niveau 3	**Niveau 2**	**Niveau 1**
110AA01 – Marnes vertes et supra-gypseuses du Rupélien	110AA – Marnes vertes et supra-gypseuses du Rupélien	110 – Grand domaine hydrogéologique du Sannoisien au Ludien
113AG03 – Masses et marnes du gypse de l'Éocène	113AG – Masses et marnes du gypse de l'Éocène	113 – Grand système multicouche de l'Éocène
113AI01 – Marnes infra-gypseuses de l'Éocène	113AI – Marnes infra-gypseuses de l'Éocène	
113AK01 – Sables de Monceau, de Marines, de Cresnes du Marinésien supérieur 113AK03 – Calcaires de Saint-Ouen du Bartonien inférieur 113AK05 – Sables du Marinésien et de l'Auversien	113AK – Sables, calcaires et grès du Barthonien	
113AO01 – Marnes et caillasses du Lutétien supérieur	113AO – Marnes et caillasses du Lutétien supérieur	
113AQ21 – Calcaires grossiers du Lutétien	113AQ – Calcaires et sables du Lutétien	
117AC03 – Argiles, sables et lignites de l'Yprésien inférieur	117AC – Argiles et sables de l'Yprésien inférieur	117 – Grand domaine hydrogéologique des argiles de l'Yprésien inférieur
117AC05 – Argiles plastiques de l'Yprésien inférieur		
119AC01 – Sables, marnes et calcaires de l'Yprésien basal et du Paléocène	119AC – Sables et calcaires du Paléocène	119 – Grand système multicouche du Paléocène
121AP01 – Craie affleurante ou sous-faible recouvrement	121AP – Craie du Sénonien au Turonien inférieur	121 – Grand système multicouche du Campanien au Turonien
123BP01 – Marnes et craie marneuse, sableuse et glauconieuse du Cénomanien	123BP – Marnes et craie marneuse, sableuse et glauconieuse du Cénomanien	123 – Grand système multicouche du Cénomanien à l'Albien supérieur
125AA01 – Argiles du Gault, marnes et gaizes du Cénomanien et de l'Albien	125AA – Argiles du Gault, marnes et gaizes du Cénomanien et de l'Albien	125 – Grand domaine hydrogéologique des argiles, marnes et gaizes du Cénomanien et de l'Albien
127AA01 – Sables de la Puisaye, de Frécambault et des Drillons de l'Albien 127AA03 – Argiles de Myennes et de l'Armance de l'Albien 127AA05 – Sables verts de l'Apto-Albien	127AA – Sables verts de l'Aptien-Albien	127 – Grand système multicouche du Crétacé inférieur
127AC99 – Argiles et sables indifférenciés de l'Aptien-Barrémien	127AC – Argiles de l'Aptien-Barrémien	
127AG05 – Sables et argiles du Wealdien, sables blancs, grès et marnes du Valanginien	127AG – Sables, grès et calcaires du Crétacé inférieur	
131AA97 – Calcaires du Tithonien inférieur	131AA – Calcaires du Tithonien	131 – Grand système aquifère du Tithonien
133AA99 – Marnes indifférenciées du Kimméridgien	133AA – Marnes du Kimméridgien	133 – Grand domaine hydrogéologique des marnes du Kimméridgien
135AA51 – Calcaires de l'Oxfordien supérieur et du Kimméridgien inférieur 135AA61 – Calcaire corralien de l'Oxfordien moyen à supérieur	135AA – Calcaires de l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien	135 – Grand système aquifère du Kimméridgien à l'Oxfordien supérieur
137AB99 – Marnes indifférenciées du Callovo-Oxfordien et argiles de la Woëvre	137AB – Marnes du Callovo-Oxfordien	137 – Grand domaine hydrogéologique des marnes du Callovien
139AM01 – Dalle nacrée du Callovien inférieur et calcaires marneux et oolithiques du Bathonien supérieur	139AM – Calcaires du Bathonien-Callovien	139 – Grand système multicouche du Jurassique moyen
139AM05 – Marnes et caillasses à Rhynchonelles du Bathonien-Callovien		
139AM19 – Oolithes du Bathonien inférieur et Bajocien supérieur		
139AN99 – Marnes et calcaires marneux du Bajocien supérieur-Bathonien	139AN – Marnes du Bajocien-Bathonien	
139AP99 – Calcaires du Bajocien	139AP – Calcaires de l'Aalénien-Bajocien	
141AB99 – Marnes du Toarcien	141AB – Marnes du Toarcien	141 – Grand domaine hydrogéologique du Jurassique inférieur
141AC01 – Grès, calcaires gréseux et marnes du Pliensbachien 141AC03 – Marnes du Pleinsbachien	141AC – Grès, marnes et calcaires du Pliensbachien	
141AE05 – Argiles à Promicroceras du Lias inférieur	141AE – Marnes et calcaires argileux du Lias inférieur	
141AG05 – Calcaires, grès et calcaires argileux et argiles de l'Hettangien-Sinémurien	141AG – Calcaires, grès et calcaires argileux et argiles de l'Hettangien-Sinémurien	
143AB99 – Grès et argiles indifférenciées du Rhétien	143AB – Grès rhétiens et argiles rouges du Trias supérieur	143 – Grand système multicouche du Trias

un point, notamment dans les bassins sédimentaires complexes : on parle de *log hydrogéologique*. Le tableau 2.1 en donne un exemple. Ce log donne des informations sur l'ordre des aquifères et leurs relations, mais pas sur leurs épaisseurs : il faut pour cela se reporter aux dossiers de forage disponibles sur le portail InfoTerre (BRGM, 2021c).

2.3 Sélection d'un premier échantillon large pour l'étude de la mémoire des bassins versants

Pour la première étude qui sera détaillée au chapitre 3, un échantillon large de 1 664 bassins versants a été sélectionné au sein de la base HydroSafran. L'étude ayant été conduite sur une période de 50 ans, 1968–2018, les bassins sélectionnés ont au moins 30 années complètes de données de débit sur cette période, une année étant considérée comme complète avec moins de 5 % de lacunes. Le modèle GR4J a été utilisé pour la complétion des séries de données ; aussi, les bassins où les performances du modèle étaient trop faibles — critère de Nash–Sutcliffe calculé sur la racine des débits inférieur à 0,7 — ont été écartés.

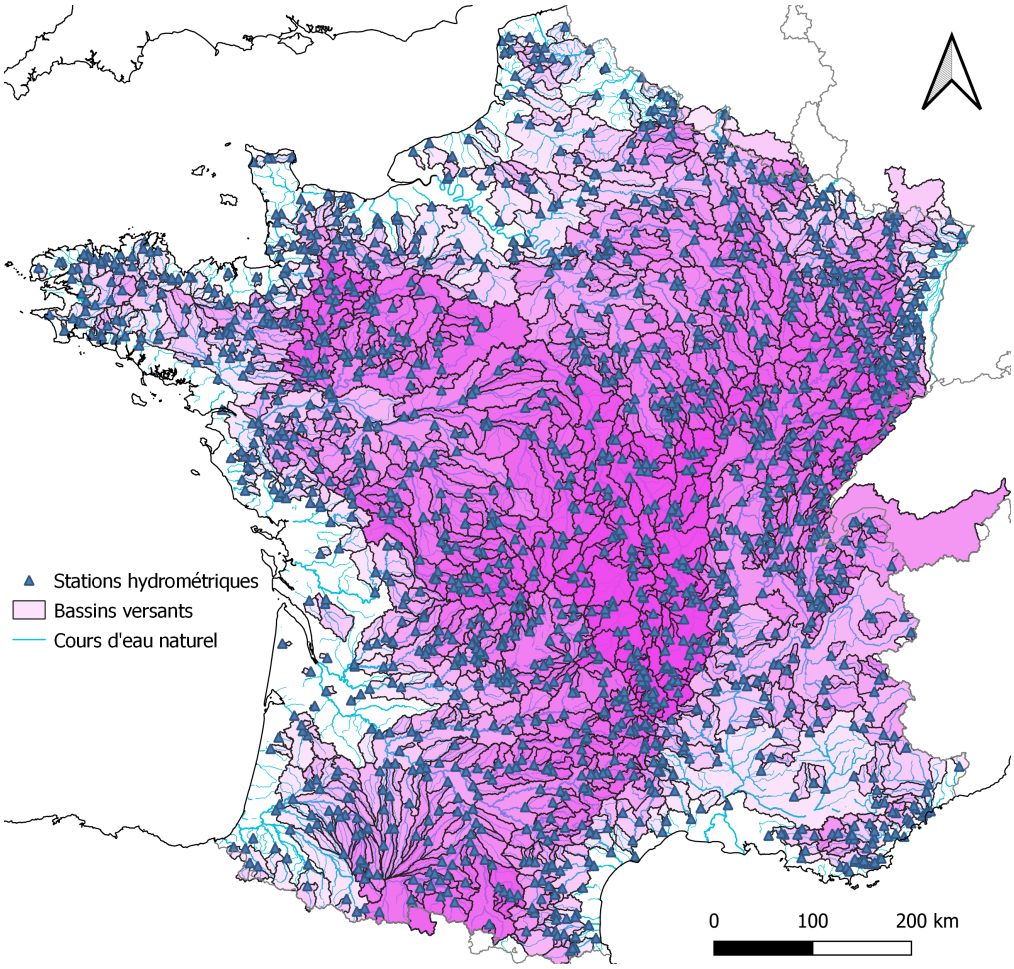


Figure 2.12 – Carte de l'échantillon large de 1 664 bassins, utilisé pour l'étude détaillée dans le chapitre 3

La carte de la figure 2.12 montre les bassins de cette première sélection. Afin d'avoir l'échantillon le plus large possible, des bassins considérés comme influencés par les activités humaines — notamment par des lacs réservoirs — ont été conservés. Un aperçu des caractéristiques des bassins de l'échantillon sera donné au chapitre 3.

2.4 Sélection d'un second échantillon restreint avec des données piézométriques

2.4.1 Une première sélection de stations et de piézomètres

Pour les études nécessitant une combinaison de données piézométriques et hydroclimatiques, il a été nécessaire de sélectionner un second échantillon de bassins versants, appariés à des piézomètres. En raison de la moindre disponibilité des données piézométriques, cette sélection est plus restreinte que celle présentée dans la section précédente. Un premier tri automatique a d'abord été entrepris, avec les critères suivants :

— au moins 20 années consécutives de données de débit pour chaque station hydrométrique, avec moins de 10 % de lacune par année ;
— au moins 20 années consécutives de données de niveau pour chaque piézomètre, avec au moins une donnée par mois ;
— moins de 5 % des précipitations annuelles sous forme solide, pour les bassins versants, afin d'écarter le problème de la modélisation du manteau neigeux ;
— pas d'influence anthropique identifiée par la banque Hydro.

Les chroniques piézométriques de la banque ADES sont à des pas de temps très variables. Si le pas de temps journalier est courant pour les mesures récentes, les stations anciennes ont des chroniques au pas de temps hebdomadaire, décadaire, mensuel, voire au-delà. Compte tenu de la lenteur relative des variations de niveau des nappes par rapport au débit, un pas de temps plus lâche est acceptable.

Après cette première sélection, pour chaque bassin versant, un ou plusieurs piézomètres ont été appariés avec celui-ci, avec les critères suivants :

— le point de mesure piézométrique doit se situer dans le contour du bassin versant ou à moins de dix kilomètres de celui-ci — ce critère a dû, pour cinq bassins, être assoupli après expertise avec le BRGM, pour l'aquifère de la craie picarde ;
— l'entité BDLISA de niveau 1 associé au piézomètre doit affleurer dans le bassin versant ;
— les séries de données de débit et de niveau piézométrique doivent comporter au moins dix années en commun.

Ce premier tri automatique a conduit à la sélection de 122 bassins versants.

2.4.2 La production de fiches pour l'examen individuel des bassins

Pour chaque bassin issu du premier tri, deux fiches ont été produites. La première, à partir de la BDLISA, donne le contexte hydrogéologique du bassin versant et les zones d'affleurement des aquifères dont le niveau est mesuré par les piézomètres identifiés. Elle a pour but de vérifier la pertinence des piézomètres sélectionnés et l'absence d'oubli d'un aquifère important du bassin versant pour lequel une chronique piézométrique serait disponible. La seconde, combinant les données HydroSafran et ADES, donne les chroniques de débit et de niveau piézométrique. On peut alors examiner manuellement la qualité des chroniques pour éliminer les données de trop mauvaise qualité.

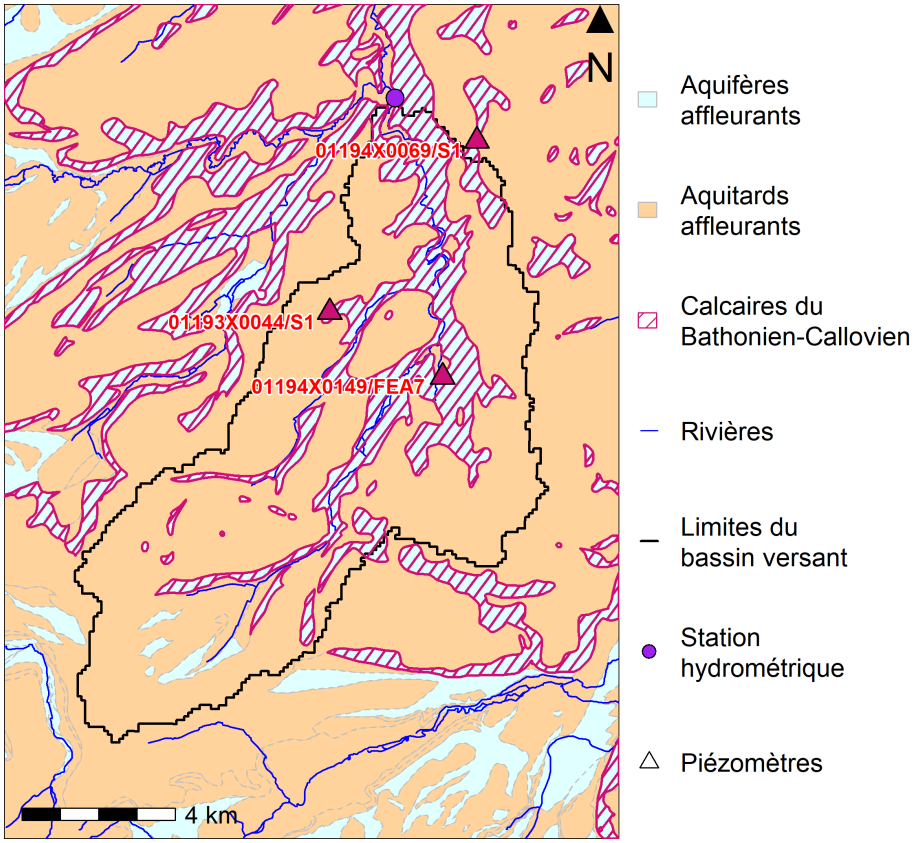


FIGURE 2.13 – Fiche cartographique de la Mue à Reviers (14). La couleur du triangle indique le système aquifère auquel le piézomètre est rattaché.

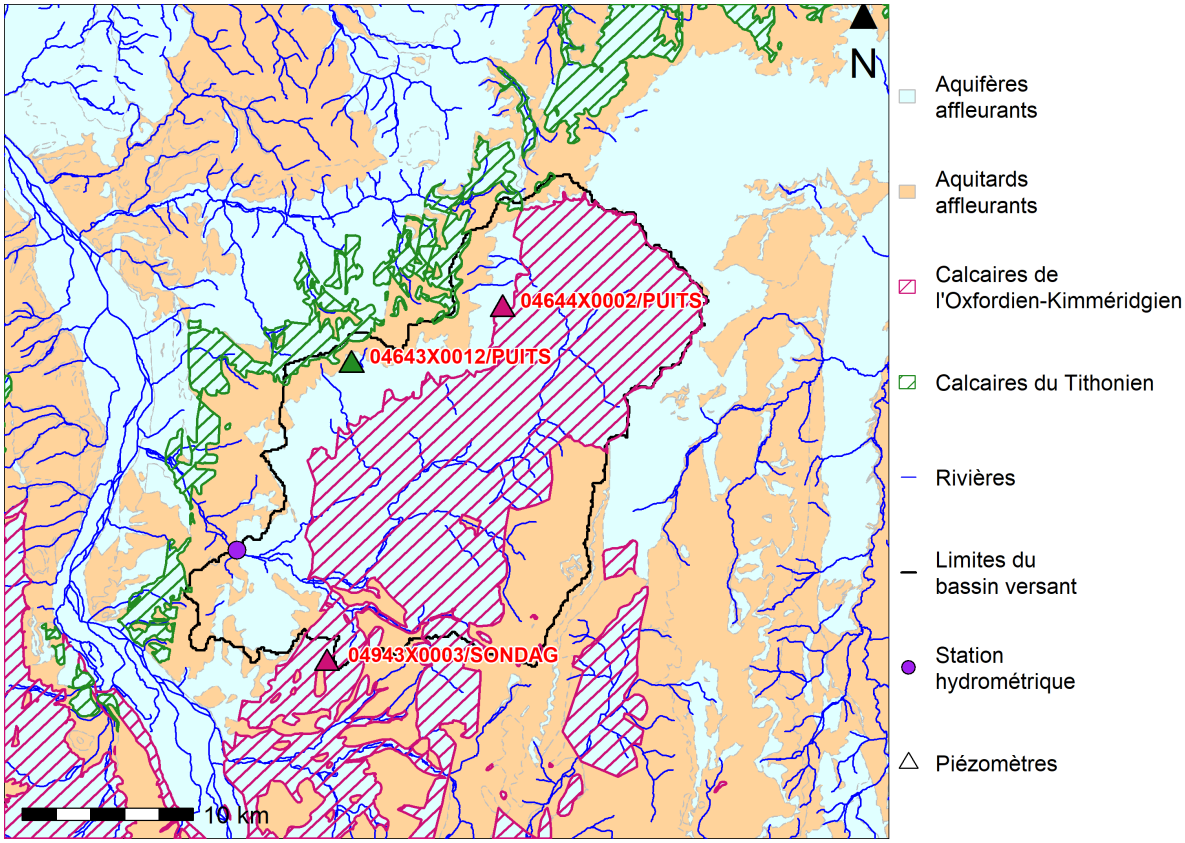


FIGURE 2.14 – Fiche cartographique du Nohain à Saint-Martin-sur-Nohain (58). La couleur du triangle indique le système aquifère auquel le piézomètre est rattaché.

Il est possible que dans un bassin versant, plusieurs piézomètres sélectionnés soient associés au même aquifère — c'est-à-dire au même système aquifère du niveau 2 de la BDLISA. Nous nous sommes attachés à sélectionner un piézomètre représentatif par aquifère. Le critère principal de sélection a été la longueur de la chronique piézométrique disponible, en tenant toutefois compte de la qualité des données et de la position du piézomètre au sein du bassin : un point de mesure central est préféré à un autre plus périphérique, à qualité et quantité de données équivalentes. Cette sélection, qui comporte une part de subjectivité, s'est largement appuyée sur l'expertise du BRGM.

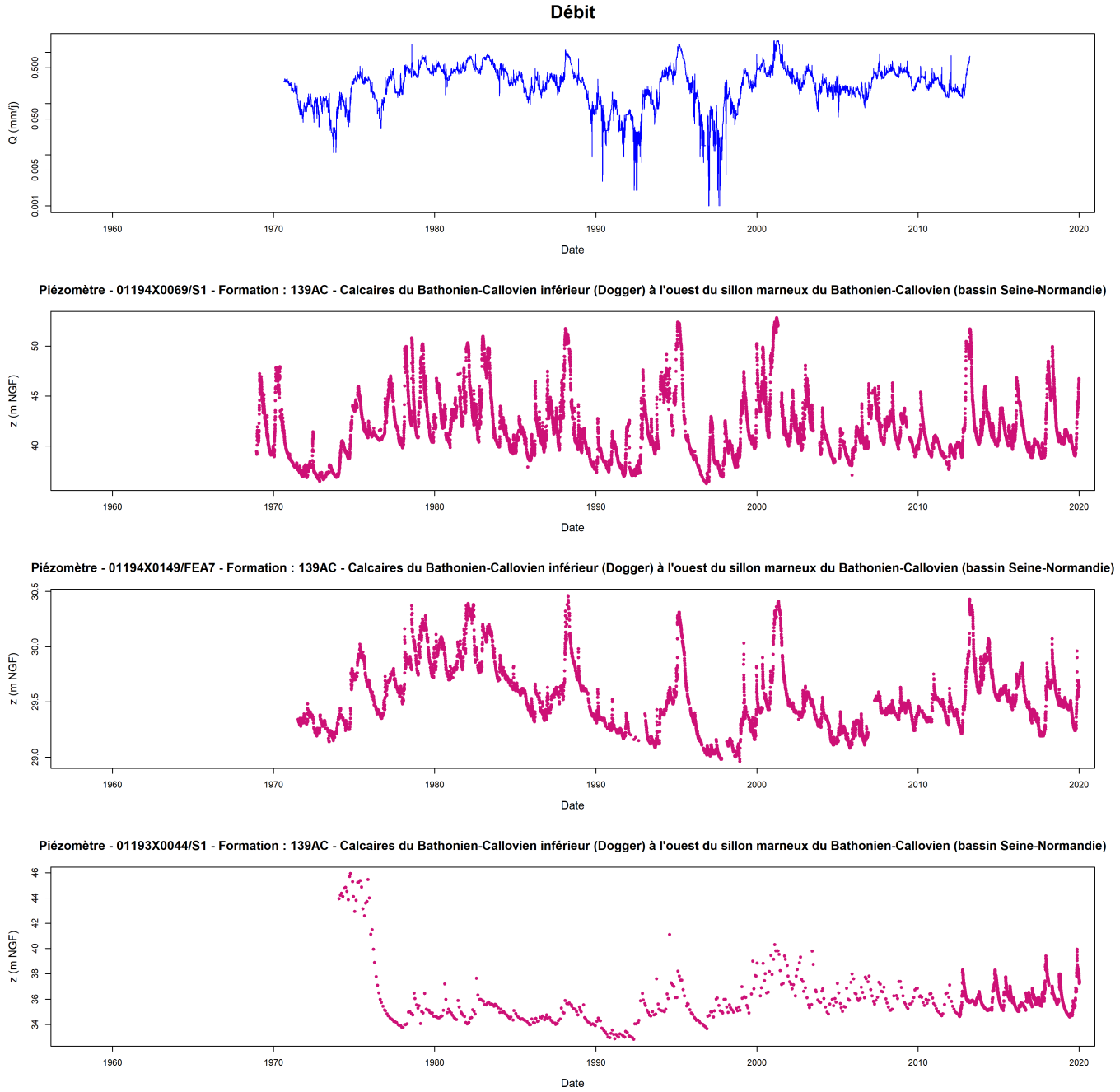


FIGURE 2.15 – Fiche de chroniques de la Mue à Reviers (14). La couleur de la courbe de niveau piézométrique indique l'aquifère correspondant sur la figure 2.13.

Les figures 2.13 et 2.14 présentent deux exemples de fiches cartographiques. La première porte sur le bassin de la Mue à Reviers (14), un fleuve côtier sis sur des affleurements de la nappe du Bathonien-Callovien (Dogger) du bassin parisien, en Basse-Normandie. La seconde porte sur le Nohain à Saint-Martin-sur-Nohain (58), un affluent de la Loire en rive droite, en aval du bec d'Allier, pour qui deux nappes du Malm ont été identifiées : les calcaires du Tithonien et les calcaires de

l'Oxfordien-Kimméridgien. Les figures 2.15 et 2.16 présentent les fiches de chroniques pour ces mêmes bassins.

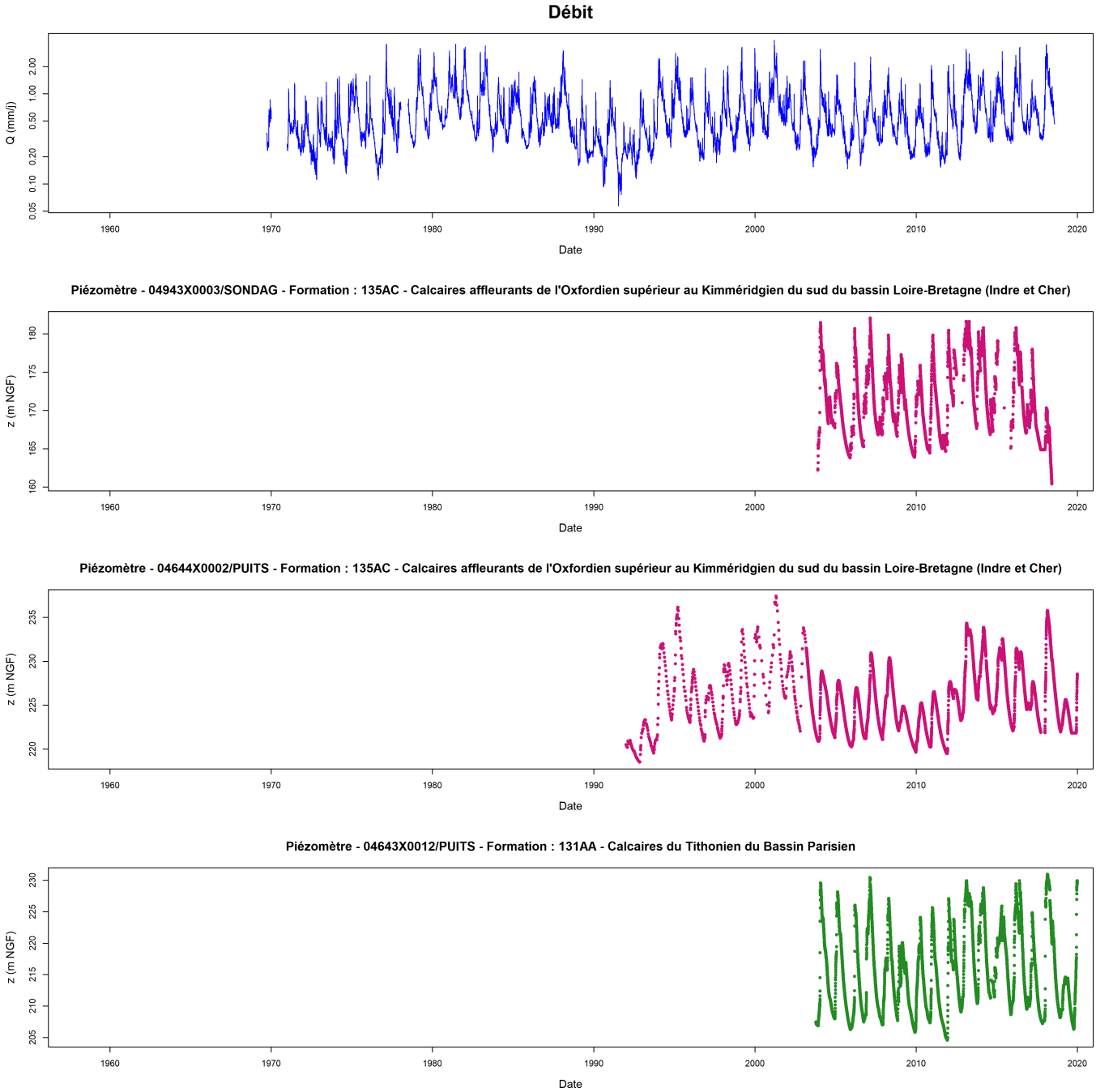


FIGURE 2.16 – Fiche de chroniques du Nohain à Saint-Martin-sur-Nohain (58). La couleur de la courbe de niveau piézométrique indique l'aquifère correspondant sur la figure 2.14.

Le cas de la Mue est simple : le bassin est susceptible d'être influencé par un seul système aquifère, surveillé par trois piézomètres. Le piézomètre 01193X0044/S1 a une chronique plus courte et moins dense que les deux autres, en plus d'être affecté par une variation douteuse vers 1975. Entre les deux piézomètres restants, de qualité équivalente, c'est la règle de longueur de chronique qui s'applique : le piézomètre 01194X0069/S1 est donc choisi.

Le cas du Nohain est plus complexe, car deux nappes sont identifiées. Cependant, la nappe des calcaires du Tithonien n'affleure qu'à l'extrême limite nord-ouest du bassin versant ; une étude sommaire de la topographie montre qu'elle est plutôt susceptible d'alimenter le bassin de la Vrille plutôt que celui du Nohain. On choisit donc de ne conserver pour ce bassin qu'un piézomètre

pour les calcaires de l'Oxfordien-Kimméridgien et ce sera le piézomètre 04644X0002/PUITS pour la longueur de sa chronique.

L'examen de ces fiches a conduit à l'élimination de quinze bassins, souvent en raison de données insuffisantes, de trop mauvaise qualité ou non pertinentes, notamment des chroniques piézométriques portant sur des aquifères en fait extérieurs au bassin versant. Les cas les plus complexes ont été rencontrés dans de grands bassins avec de nombreux systèmes aquifères, comme l'Eure à Charpont (28), la Midouze à Campagne (40) ou le Loir à Durtal (49).

2.4.3 L'échantillon final

L'échantillon final compte 107 bassins versants, associés à 130 piézomètres, ce qui forme 160 couples bassin versant / piézomètre. Chaque bassin est associé avec 1 à 5 piézomètres, tandis que certains piézomètres sont appariés à plusieurs bassins, notamment en cas de bassins emboîtés ou de piézomètre situé en limite des contours des bassins. Une carte de l'échantillon final est disponible sur la figure 2.17. On note une large sur-représentation du bassin parisien, car c'est là que se situent les séries temporelles de données piézométriques les plus longues, notamment pour la surveillance des aquifères de la craie séno-turonienne, des calcaires de Beauce et des sables du Perche.

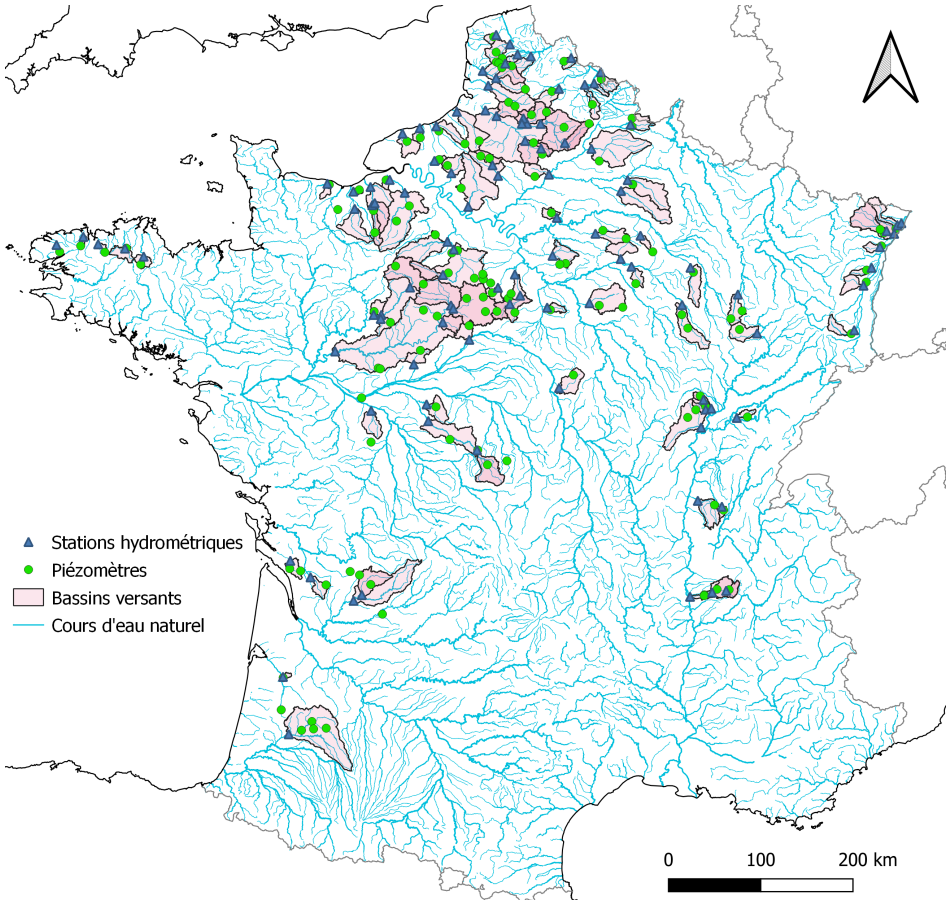


FIGURE 2.17 – Carte de l'échantillon restreint de 107 bassins versants, utilisé notamment pour l'étude du chapitre 5

Les tableaux 2.2 et 2.3 donnent quelques statistiques sur les caractéristiques des bassins de l'échantillon. Ils sont plutôt de faible dimension, avec une surface médiane de 326 km^2. Ils reflètent bien la diversité des climats de France métropolitaine, avec des pluviométries de 626 à 1 413 mm annuels et des indices d'aridité de 0,90 à 2,35. Par ailleurs, si l'on regarde les grands systèmes

TABLE 2.2 – Caractéristiques géomorphologiques des 107 bassins de l'échantillon restreint

	Surface (km^2)	**Altitude de l'exutoire (m)**	**Altitude moyenne (m)**	**Altitude maximale (m)**
Minimum	27.0	0	39	65
1er quartile	168.2	27	113	169
Médiane	326,0	62	136	236
Moyenne	617,0	81	175	236
3e quartile	685.7	114	202	330
Maximum	7 907	367	667	1421

TABLE 2.3 – Caractéristiques hydrologiques des 107 bassins de l'échantillon restreint. L'indice d'aridité est défini comme le rapport entre l'évaporation potentielle annuelle moyenne et les précipitations annuelles moyennes.

	Débit annuel moyen (mm)	**Pluie annuelle moyenne (mm)**	**ETP annuelle moyenne (mm)**	**Rendement du bassin (%)**	**Indice d'aridité**
Minimum	29	626	600	4,6	0,90
1er quartile	146	723	638	21	1,09
Médiane	210	808	658	27	1,18
Moyenne	238	828	667	28	1,25
3e quartile	316	921	693	34	1,40
Maximum	795	1 413	792	56	2,35

aquifères associés à chaque piézomètre, on note une bonne représentation des grands aquifères du bassin parisien. La liste des systèmes représentés est la suivante :

— 44 piézomètres associés à la craie séno-turonienne du bassin parisien ;
— 19 aux formations tertiaires du bassin parisien – calcaires de Beauce, de Brie, de Champigny, sables de Fontainebleau...
— 12 à des formations alluviales récentes du fossé bressan et de la vallée du Rhône ;
— 11 aux sables du Cénomanien et de l'Albien-Aptien du bassin parisien ;
— 8 aux aquifères du Malm du bassin parisien ;
— 7 à la nappe d'Alsace ;
— 7 à l'aquifère du Crétacé supérieur dans le bassin aquitain ;
— 6 à des aquifères de socle des Ardennes et du Massif armoricain ;
— 6 aux aquifères du Dogger dans le bassin parisien ;
— 4 aux aquifères du Trias dans le bassin parisien ;
— 6 à des formations diverses du bassin aquitain.

Cet échantillon final constitue sans doute le plus grand possible en France métropolitaine compte tenu des critères posés. La sur-représentation de la craie, en particulier, est susceptible de poser un problème de représentativité, qui pourrait rendre nécessaire, dans des thèses à venir, l'adjonction de données internationales. Cependant, la présence de données robustes et dignes de confiance dans les chroniques de débit et de niveau piézométrique et la connaissance du contexte géologique de chaque bassin versant sélectionné, permettent d'entreprendre les études des chapitres 4, 5 et 6, tout en conservant une certaine puissance statistique au vu du nombre conséquent de 107 bassins.

Deuxième partie

Étude de la mémoire des bassins versants

Chapitre 3

Étude de la mémoire des débits par séparation d'hydrogramme

3.1 Introduction

Les différents processus hydrologiques qui sont à l'origine de l'écoulement dans un bassin versant réagissent différemment aux événements climatiques. Comme exposé au chapitre 1, c'est cette diversité de réactions qui est à l'origine du phénomène de mémoire des bassins versants, causée par les processus les plus lents. Pour estimer l'importance relative de ces derniers dans le bassin versant, une approche classique en hydrologie est la *séparation d'hydrogramme*, qui consiste à résoudre un problème inverse, en estimant à partir de la sortie du système — le débit — ses causes, c'est-à-dire deux termes "sources" : le *débit de base*, l'écoulement retardé provenant des processus lents et le *débit rapide*, l'écoulement non retardé provenant des processus rapides.

La séparation d'hydrogramme ne permet donc pas de séparer la contribution de la nappe au débit, à l'échelle événementielle. En revanche, à l'échelle inter-annuelle, le débit de base est par définition la composante qui porte la mémoire. Son importance relative par rapport au débit rapide, sur plusieurs années hydrologiques, constitue donc une métrique de celle-ci pour un bassin versant — on l'appelle *baseflow index* ou BFI.

Les méthodes de séparation d'hydrogramme, qu'elles soient à base physiques — comme les traceurs chimiques — empiriques — comme les filtres numériques — ou conceptuelles — comme les techniques fondées sur les courbes de récession — sont toutes paramétriques : l'évaluation quantitative du débit de base résultant de la méthode dépend d'un ou plusieurs paramètres, dont la valeur doit être déterminée a priori. Cette détermination nécessite soit des données spécifiques, notamment pour les méthodes physico-chimiques, soit une intervention par nature subjective, effectuée par l'hydrologue pour que le résultat colle à l'idée qu'il se fait d'une séparation d'hydrogramme. Il est alors difficile d'en tirer une quelconque conclusion quantitative objective. Nous nous proposons ici de développer une nouvelle méthode de séparation d'hydrogramme ne nécessitant pas de paramétrisation a priori et fondée uniquement sur des données hydroclimatiques quantitatives.

Ce travail est présenté à travers l'article suivant, publié dans la revue *Hydrology and Earth System Sciences*, intitulé *Hydrograph separation : an impartial parametrisation for an imperfect method* (A. Pelletier et al., 2020c). Il présente la nouvelle méthode conceptuelle de séparation d'hydrogramme, reposant sur un réservoir quadratique et deux paramètres, calés par un critère reproduisant la mémoire inter-annuelle des débits. Cette méthode est appliquée aux 1 664 bassins

versants de l'échantillon large — cf. section 2.3. Le but de cette analyse est de répondre aux questions suivantes :

— la nouvelle méthode développée est-elle utilisable pour une estimation automatique d'une métrique de la mémoire des bassins versants ?
— comment le *baseflow index* varie-t-il au sein de l'échantillon ?
— les bassins susceptibles d'être influencés par un aquifère ont-il un *baseflow index* plus important que les autres ?

3.2 Article *Hydrograph separation: an impartial parametrisation for an imperfect method*

Hydrol. Earth Syst. Sci., 24, 1171–1187, 2020
https://doi.org/10.5194/hess-24-1171-2020
© Author(s) 2020. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
EGU

Hydrograph separation: an impartial parametrisation for an imperfect method

Antoine Pelletier[1,2] **and Vazken Andréassian**[2]

[1]École des Ponts ParisTech, Champs-sur-Marne, France
[2]Université Paris-Saclay, INRAE, UR HYCAR, Antony, France

Correspondence: Antoine Pelletier (antoine.pelletier@inrae.fr)

Received: 25 September 2019 – Discussion started: 15 October 2019
Revised: 24 January 2020 – Accepted: 7 February 2020 – Published: 11 March 2020

Abstract. This paper presents a new method for hydrograph separation. It is well-known that all hydrological methods aiming at separating streamflow into baseflow – its slow or delayed component – and quickflow – its non-delayed component – present large imperfections, and we do not claim to provide here a perfect solution. However, the method described here is at least (i) impartial in the determination of its two parameters (a quadratic reservoir capacity and a response time), (ii) coherent in time (as assessed by a split-sample test) and (iii) geologically coherent (an exhaustive validation on 1664 French catchments shows a good match with what we know of France's hydrogeology). With these characteristics, the method can be used to perform a general assessment of hydroclimatic memory of catchments. Last, an R package is provided to ensure reproducibility of the results presented.

1 Introduction

Hydrograph separation and the identification of the baseflow contribution to streamflow is definitely not a new subject in hydrology. This age-old topic (Boussinesq, 1904; Horton, 1933; Maillet, 1905) is almost as universally decried as it is universally used. Indeed, two adjectives appear repeatedly in hydrology textbooks: *artificial* and *arbitrary* (see e.g. Linsley et al., 1975; Réméniéras, 1965; Roche, 1963; Chow, 1964). Hewlett and Hibbert (1967) – the famous forest hydrology precursors – even added *desperate*, where Klemeš (1986) compared the hydrograph separation procedures with the astronomical epicycles (i.e. the absurd trajectories that had been invented to maintain the geocentric theory before the time of Copernicus and Galilei).

To assess baseflow, direct measurement is generally impossible, since it is a conceptual quantity, not a physical one. Proxy approaches involving chemical tracer-based procedures are efficient but need chemical data and involve their load of assumptions. Most approaches rely on solving an *inverse problem*, i.e. reckoning the quantitative causes (here baseflow and quickflow) of an observed physical phenomenon – total runoff. This procedure is very common in hydrology; it is reasonably feasible when the variable can be measured and a calibration procedure can be implemented. But here again, the non-measurable character of baseflow renders the question difficult.

It is perhaps impossible to propose a physically based baseflow separation procedure (just because of the multiplicity of flow paths that makes the procedure fundamentally equifinal), and we will not argue about this point. But we believe that even the imperfect conceptual–mathematical–empirical methods in use could receive a non-arbitrary, impartial, repeatable parametrisation that could be used as a general-purpose study tool over large catchment sets.

This paper focuses on a hydrograph separation method that is based only on quantitative streamflow data and climate descriptors and does not require a priori physical parametrisation, presented in Sect. 2. The originality of this method lies in its parametrisation strategy, which we discuss in detail in Sect. 2.2. The application of this procedure to a set of 1664 catchments, its geological coherence and its stability in time are presented in Sect. 3.

1.1 The principle of hydrograph separation

Hydrograph separation is based on the following assumption: streamflow can be divided into two components, *baseflow*

and *quickflow*, whose response to hydroclimatic events is different. Baseflow is the slow component of streamflow, while quickflow in the remaining part, i.e. the quick part of streamflow. This separation in two components is obviously artificial: there is generally a wider range of hydrological processes at stake that respond diversely to hydroclimatic events. Having said that, it is still possible and interesting to set up an arbitrary barrier between the *not-too-delayed* components of streamflow – quickflow – and the *delayed-enough* components – baseflow.

A commonly found definition of hydrograph separation is splitting streamflow between surface runoff and groundwater contribution. This may be an acceptable interpretation of chemicophysical methods that are based on the difference – of composition or temperature, for instance – between different sources of water. However, process interpretation of hydrograph separation is a generally hazardous practice (Beven, 1991). If surface runoff is definitely one of the quicker hydrological processes, a quick response to a rainfall event is not necessarily composed of recent water; it can even be made of mostly old water (Kirchner, 2003). At the scale of a single event, defining baseflow as groundwater contribution results from confusion between celerity and velocity of the hydrograph response (McDonnell and Beven, 2014): baseflow is composed of perturbations propagated with a low celerity and much dispersion, which can be composed of old and recent water coming from various stores, such as subsurface flow, aquifers or bank storage. Therefore, baseflow is the component of the hydrograph bearing the catchment's memory.

Existing procedures for hydrograph separation and baseflow assessment can be sorted into three categories (Gonzales et al., 2009), according to their level of *physicalness*: (i) physical and chemical methods are based on chemicophysical differences between quick water and slow water, assuming that they come from different sources; (ii) numerical and empirical methods which do not attempt any kind of hydrological representation or modelling and use signal processing tools to alter streamflow hydrographs; and (iii) conceptual methods which conceive of baseflow as the outflow of a reservoir that represents the catchment's memory. The following sections provide an overview of these three categories, before concluding about their shortages and drawbacks that led to the development of a new method.

1.2 Chemicophysical methods

Chemicophysical methods are based on the fact that total flow is a *mix* of various sources of water, with different characteristics (Pinder and Jones, 1969). By accounting for the latter, it is possible to revert mixing equations to get the relative contribution of each flow source, using a simple mass-balance approach. Chemicophysical methods are powerful; they provide a lot of information where water quality data are available and where the hydrochemical configuration allows for rather strong hypotheses: consistency in space and time of water characteristics and the assumption that the hydrological system is conservative – to avoid any unknown water inflow.

The most common methods of this family are tracer-based baseflow separations. A passive tracer whose concentration is different in groundwater, subsurface, bank and surface runoff water – for instance, isotopes (Cartwright and Morgenstern, 2018) such as deuterium, tritium or ^{18}O, ions (carbonates, calcium, magnesium or sulfates) from dissolved minerals, or silica – is used as a proxy for mass balance assessment; at each time step of available data, it allows for a dynamic real-time baseflow decomposition. Other methods rely on conductivity, pH or temperature, which can be easier to measure in situ.

There are three main drawbacks in chemicophysical methods. First, the inherent uncertainties: there are measurement errors; concentrations can have spatial and temporal heterogeneity, even within the same rainstorm; and the passiveness of tracers may not be a valid hypothesis even in short events. Kirchner (2019) proposed a statistical tracer-based separation to replace this mass balance hypothesis, using a regression between baseflow and tracer concentrations in streamflow and rainfall. Second, the implementation of these methods on catchments is limited by the large amount of required data. Continuous groundwater and surface water quality data are seldom available except for specially instrumented catchments (Gonzales et al., 2009). Finally, they imply a process-based definition of baseflow and quickflow, which is difficult to build without knowing the particular context of each catchment; that is why tracer-based methods generally give different results with respect to conceptual and numerical methods (Cartwright et al., 2014; Costelloe et al., 2015). Even though tracer-based methods can provide useful and valuable information on dominant processes occurring inside a catchment, their application for routine analysis is not conceivable on a large number of gauging stations.

1.3 Empirical and numerical methods

Several classic baseflow separation methods are not based on hydrological considerations, but they rely on processing the hydrograph as a signal. Most of these methods are based on the hypothesis that the transfer time of surface runoff is much shorter than that of groundwater, and that this time is relatively constant between rainfall events. The first methods of this type were graphical. After identifying peaks along the hydrograph and estimating the surface runoff time constant – let us say N d – peaks are cut by drawing a straight line between the beginning of each peak and the point N d after (Linsley et al., 1975; Gonzales et al., 2009). This simple approach has been enhanced to take into account consecutive precipitation events or aquifer recharge during rainfall, but it remains quite subjective, as the graphical processing is supposed to be done by hand and is difficult to automatise.

Streamflow under the constructed dividing line is assumed to be baseflow, while the remaining peaks are surface flow.

Within the same set of hypotheses, low-pass numerical filtering of the hydrograph has been used as a baseflow separation method. As in electronic signal filtering, the highest frequencies of the signal are dropped; and the low ones are kept. Fourier-transform-based filters implement this framework, but they are intended for data with stationary periodic processes, whereas hydrological signals operate on a very large range of timescales. Even *quick* components of streamflow have low-frequency Fourier terms (Duvert et al., 2015; Labat, 2005; Su et al., 2016). Classical electronic low-pass filters are therefore not adapted to hydrograph separation. In line with graphical methods, a local minimum filter on a sliding window – whose length is basically the timescale of baseflow – has been developed, as well as recursive digital filters with low-pass properties. Transformations can be applied on the streamflow time series before numerical filtering, in order to improve the filter's efficiency (Romanowicz, 2010). Finally, artificial neural networks have been employed as data-driven models for hydrograph separation (Taormina et al., 2015; Jain et al., 2004).

Numerical methods all need one or several parameters, with or without hydrological meaning, which have to be valued before processing: time interval width, coefficients of a linear filter, formula of the transformation function, etc. Even though authors generally give advice about the possible values of these parameters, determining them involves adding new hypotheses for each catchment examined (Eckhardt, 2005, 2008; Mei and Anagnostou, 2015). In particular, quantitative results of the filtering change with the value of the parameters. Although the shape of the hydrograph separation can be visually consistent with the conceptualisation of a hydrograph separation, it is basically impossible to draw any conclusion from it.

1.4 Conceptual methods

In addition to chemicophysical and numerical methods, another way of separating hydrographs has been developed, starting from the idea that the slow parts of catchments can be represented as conceptual reservoirs, whose outflow is baseflow. Such an approach comes from the analysis of long recession curves and the inference of depletion laws, which rule streamflow during long, dry periods of low flows. By knowing the outflow law of the conceptual reservoir, assuming that its input is zero, it is possible to get the full recession curve by the next significant rainfall event (Coutagne, 1948; Wittenberg, 1994). In practice, various types of reservoirs are implemented in this type of model: linear, quadratic and exponential are the most common (Bentura and Michel, 1997; Michel et al., 2003).

It is possible to calibrate such a model by fitting it on *long recession curves*, but the latter have to be defined, for instance, through a threshold on streamflow – considering that only low flows correspond to recessions – or on its derivative, possibly with a smoothing filter – such as a moving average or sliding window minimum – in order to eliminate noise in the signal. Such a sampling of the hydrograph can be difficult to make without arbitrariness, either in the value of thresholds or in smoothing filters. Existing studies generally focus on a particular recession, for instance, along a drought in which streamflow is known to have been measured well (Wittenberg and Sivapalan, 1999; Wittenberg, 1994; Coutagne, 1948). It may be impossible to find such a drought to respect the zero-input hypothesis: in western Europe, for instance, rainstorms at the end of summer often disrupt the low-flow signal.

To filter the whole hydrograph with this conceptual idea of baseflow, a backward filter was developed by Wittenberg (1999). The hydrograph is traced back with reservoir recession curves; the level of the reservoir increases as depletion is followed backward and reinitialised when the peak is reached. Some arbitrariness remains in the value of the reservoir parameter. Moreover, whereas this method yields visually consistent hydrograph separations with wide time steps, baseflow may not be smooth enough under flood peaks: a further smoothing is thus needed and constitutes, here again, a source of partiality.

1.5 Elements of comparison and coupling between methods

Although it is impossible to perform an absolute evaluation of a hydrograph separation method, since baseflow cannot be measured and compared with a simulated value, several comparative studies have challenged results from various methods. Chemicophysical and non-calibrated graphical and empirical algorithms – i.e. without parameters or whose parameters are determined a priori and do not vary between catchments – have given very different results (Kronholm and Capel, 2015; Miller et al., 2015; Lott and Stewart, 2016; Cartwright et al., 2014). It is therefore difficult to use non-calibrated empirical or graphical hydrograph separation methods as general-purpose analysis tools.

To overcome this issue, several studies use parametric graphical and empirical methods and calibrate them with chemicophysical data (Saraiva Okello et al., 2018; Miller et al., 2015; Chapman, 1999). It allows one to extend the hydrograph separation on time periods where chemicophysical data are not available, or to perform temporal downscaling – when, for instance, daily streamflow data or monthly tracer concentrations are available. Such calibrated parametric algorithms have given satisfying results. Chapman (1999) highlighted that adding parameters to a hydrograph separation algorithm does not necessarily improve performance, since the algorithm becomes harder to calibrate.

When performing a large-scale baseflow analysis over a territory, it is possible to extend calibrated parameters at gauged catchments to ungauged ones through regionalisa-

tion models. Singh et al. (2019) performed such a study over the entire territory of New Zealand. We decided to limit ourselves to gauged catchments for this work.

1.6 Synthesis and guidance for this work

Most of the methods above rely on one or several parameters whose value has a strong influence on hydrograph separation; as it is impossible to calibrate this – or these – parameter(s) on the basis of a measurement, some physical hypotheses must be made on the desirable properties of baseflow, in relation to the memory of the catchment. Non-calibrated algorithms are not usable as general-purpose analysis tools and existing calibration procedures rely on the availability of chemicophysical data. In this work, we propose a calibration procedure of a conceptual hydrograph separation method that relies only on hydroclimatic data: streamflow, rainfall and temperature.

Frugality and objectivity do not only result in a small number of parameters. The choice of modelling options can also be a source of arbitrariness and useless complication. A modelling alternative can, moreover, be solved only through a personal choice of the modeller; one way to create a trustworthy framework is to build it upon well-known and well-validated elements that have proven themselves relevant in lumped conceptual hydrology. Beyond the complexity of elements, there is the complexity of the modelling chain itself. The simpler the model is, the more readable and thus the less questionable it is; in this work, it was considered that a baseflow separation process should be much simpler than, for instance, a lumped conceptual model designed for flow simulation.

2 Proposed methodological framework

2.1 Digital filtering based on conceptual storage

In this paper, we postulate that the memory and smoothing effect of a catchment – which underpins the concept of baseflow – can be represented by a conceptual reservoir, whose outflow will depict the delayed contribution to streamflow, which we will assimilate into baseflow. To be applied in practice, this postulate must be complemented by an answer to the two following questions: what should the input to the reservoir be? What should the relationship between the level of the reservoir and its outflow be?

2.1.1 Discharge as a proxy of recharge

The first question asks what should refill the conceptual reservoir (i.e. what recharges the catchment with water that will be baseflow afterwards). The part of rainfall that does not contribute to surface runoff or to evaporation is generally named *recharge*, as it is thought to feed groundwater storage. It is common to estimate the recharge function through a surface water budget model, which computes it from climatic information (rainfall, evapotranspiration, temperature, etc.), as it is done more or less complexly in common rainfall–runoff models or in soil–vegetation–atmosphere schemes. A physical separation between hydrological processes would need such production modules, but it is not the scope of our conceptual method; we do not try to estimate the groundwater recharge but instead the fraction of water that will contribute to the delayed component of streamflow.

The general contribution of this *conceptual memory recharge* is supposed to be an increasing function of streamflow: a flood event will lead to a more humid behaviour of the catchment months after, while a drought will decrease baseflow for several years. That is why we make the hypothesis that the best candidate for a proxy of this conceptual recharge is a linear fraction of total flow itself. It is available without a further model or hypothesis. But using a linear fraction of total flow raises an issue: if x % of total flow is poured into the reservoir and baseflow, which represents on average y % of total flow, and is taken out of the reservoir, then the water budget of the filtering process will only be balanced if $x = y$. The parametrisation strategy takes this problem into account; it is presented in Sect. 2.2.

2.1.2 Reservoir filtering

The filtering part of the method is a conceptual reservoir, whose inflow is a fraction of the total observed flow at the gauging station, and the outflow is regarded as baseflow. The content of this reservoir is managed by an outflow function and a continuous differential equation: since data are obviously available as discrete time series with a time step Δt, it is necessary to discretise this equation to set the numerical filtering algorithm.

The notations listed in Table 1 will be used henceforth. All variables are expressed as intensive values – i.e. as depths in millimetres for precipitation, flows and reservoir storage – in order to avoid conversions with the basin area.

According to the definition of a reservoir, $V(t)$ is governed by the following system of equations:

$$\frac{\mathrm{d}V}{\mathrm{d}t} = \beta Q(t) - R(t), \tag{1}$$

$$R(t) = f(V(t), S), \tag{2}$$

where f is the outflow function of the reservoir, with a parameter S, whose dimension depends on the formula of f.

Table 1. List of variables.

Notation	Description	Unit
$Q(t)$	Continuous total measured flow	mm per Δt
Q_t	Discrete total measured flow	mm per Δt
$R(t)$	Continuous baseflow	mm per Δt
R_t	Discrete baseflow	mm per Δt
$P(t)$	Continuous rainfall	mm per Δt
P_t	Discrete rainfall	mm per Δt
$V(t)$	Continuous reservoir storage	mm
V_t	Discrete reservoir storage	mm
β	Fraction of total flow that enters the conceptual reservoir	Dimensionless
BFI	Baseflow index	Dimensionless
t	Time	Δt
f	Reservoir function	mm per Δt
S	Reservoir parameter	Depends on f
$\overline{Q}$	Average streamflow	mm per Δt
$\overline{R}$	Average baseflow	mm per Δt
f_{up}	Reservoir update function	mm
f_{rec}	Reservoir recursion function	mm
τ	Response time parameter	Δt
P_{eff}	Effective rainfall	mm per Δt

Many functions can be imagined, but the most common ones are the following (Brodie and Hosteletler, 2005):

- linear reservoir: $f(V(t), S) = \frac{V(t)}{S\Delta t}$;
- quadratic reservoir: $f(V(t), S) = \frac{V(t)^2}{S\Delta t}$;
- exponential reservoir: $f(V(t), S) = R_0 \exp\left(\frac{V(t)}{S}\right)$.

Linear reservoir has been widely used because of computation ease and direct analogy with linear filtering systems: the reservoir can be, for instance, assimilated into a low-pass electronic filter; the comparison with a capacitor and a resistor is quite straightforward. On the contrary, computations with the two other functions involve solving a non-linear differential equation, which removes the analogy with classical linear filters. Notwithstanding these practical considerations, groundwater discharge is fundamentally a non-linear phenomenon. Several authors (Coutagne, 1948; Wittenberg, 1994, 1999; Bentura and Michel, 1997) have argued that from a general-purpose point of view, a quadratic reservoir is the most adapted function. It has been derived from statistical studies of various catchments, together with theoretical studies of springs and unconfined aquifers. Therefore, a quadratic reservoir is chosen for this work.

In order to discretise the filter, we define discrete versions of continuous variables cited above. If $X(t)$ is continuous, for a discrete time step t, we define $X_t = X(t)$. To integrate Eq. (1), a direct integration scheme is performed: at each time step t, βQ_t is added to the reservoir at the beginning of the time interval $[t; t + \Delta t]$, and the differential equation is solved on this time interval.

Although it is done in most conceptual hydrological models, integrating differential equations using this method in a discrete hydrological model could be criticised (Fenicia et al., 2011; Ficchì, 2017) because the explicit Euler integration scheme is not stable in solving many ordinary differential equations. For instance, it can lead to diverging numerical solutions, while analytical ones are supposed to be bounded. We find it acceptable to use this explicit integration scheme for the sake of simplicity, given that divergence of the result is controlled by the reservoir update detailed in Sect. 2.1.3.

Thus, just before $tV(t^-) = V_t$, and just after $tV(t^+) = V_t + \beta Q_t \Delta t$. With a quadratic reservoir function, Eq. (1) can now be written on the time interval $[t^+; (t + \Delta t)^-]$.

$$-\frac{\mathrm{d}V}{V^2} = \frac{\mathrm{d}t}{S\Delta t} \tag{3}$$

After integration, the discrete recursive equation is

$$V_{t+\Delta t} = \frac{V_t + \beta Q_t \Delta t}{1 + \frac{V_t + \beta Q_t \Delta t}{S}}, \tag{4}$$

where R_t is the total outflow during the time interval $[t; t + \Delta t]$. From another integration of Eq. (1), a balance equation is obtained: $V_{t+\Delta t} = V_t + \beta Q_t \Delta t - R_t \Delta t$. Therefore, using Eq. (4), the following formula for R_t is obtained.

$$R_t = \frac{1}{\Delta t} \frac{(V_t + \beta Q_t \Delta t)^2}{S + V_t + \beta Q_t \Delta t} \tag{5}$$

Note that these equations have a conceptually coherent behaviour: V_t and R_t are always positive; without inflow, Eq. (4) becomes a depletion equation, which converges to

zero; the reservoir empties itself all the faster as its level is high; and S acts as a capacity; i.e. at the end of a time step, the level of the reservoir is always lower than S.

2.1.3 Reservoir update

The filtering process detailed above raises an issue: baseflow is by definition a fraction of total flow; yet, Eq. (5) does not guarantee that R_t is lower than Q_t. Conceptual rainfall–runoff models classically rely on evaporation or on a leakage function to empty their reservoirs. Here, in order to avoid adding unnecessary complexity, it was decided to perform a simple update of the reservoir level when the outflow is greater than the measured flow. Although it may seem quite brutal, it must be seen as a readjustment of the model after a flood peak, in order to fit the observed flood recession. Since part of streamflow is only used as a proxy of recharge, and is therefore not the recharge itself, it can only be an imperfect input data for the model, and thus a correction process within the latter is not a surprise.

If R_t is computed as greater than Q_t, the level of the reservoir V_t needs to be updated so that $R_t = Q_t$, which leads, through a simple balance of the reservoir, to $V_t = V_{t+\Delta t}$. Equation (6) then gives the update function, by solving a quadratic polynomial equation.

$$V_t = \frac{1}{2} Q_t \Delta t \left(\sqrt{1 + \frac{4S}{Q_t \Delta t}} - 2\beta + 1 \right) \tag{6}$$

Here again, V_t is always non-negative and strictly lower than S. The formula above artificially creates a numerical exception when $Q_t = 0$, which must be taken into account in the implementation of the algorithm, with $V_t = 0$.

This update process takes water out of the reservoir when computed baseflow is too high; but do we not need to correct baseflow when it is too low? Indeed, quickflow is supposed to be zero during long, rainless, dry periods. For the sake of simplicity, a straightforward hypothesis is added: baseflow must be equal to total flow at least once in a hydrological year, when measured streamflow reaches its yearly minimum. The value of the latter can be affected by measurement errors, but it is hard to take it into account in a general-purpose analysis tool: the structure of the error is determined by the idiosyncrasies of each catchment. Moreover, the two ways of updating the reservoir helps the model to forget about previous errors; therefore, we prefer not to add another hypothesis about the low-flow measurement uncertainty.

A test study is performed on a set of catchments in continental France: thus, the low-flow hydrological year is taken from 1 April to 1 March, as streamflow minima do not generally occur during spring. The Q_t time series is then divided into hydrological years, and for each of them, a minimum value and its index are computed. If the series is n – hydrological – years long, it creates a set of n points where the reservoir level is updated through Eq. (6) so that $R_t = Q_t$.

This second update process adds water to the reservoir; it is thus possible to balance the updates of the reservoir and, thereby, to balance the total water budget of the filtering process. If $\overline{Q}$ and $\overline{R}$ are the means of time variables Q_t and R_t, the water budget is given by Eq. (7).

$$\beta \overline{Q} = \overline{R} = \mathrm{BFI} \times \overline{Q}, \tag{7}$$

where BFI is the *baseflow index*, namely, the long-term ratio of the computed baseflow to total measured streamflow, i.e. $\mathrm{BFI} = \frac{\overline{R}}{\overline{Q}}$. Equation (7) gives a simple parametrisation constraint to ensure a balanced water budget: $\beta = \mathrm{BFI}$.

The yearly minimum update may look too strong and arbitrary, but tests have shown that it is necessary to avoid issues in the parametrisation strategy: removing it adds a third degree of freedom in calibrating the model – the value of β, which is not constrained to be equal to BFI – which leads to optimisation problems while calibrating the algorithm.

2.1.4 Initialisation

Our algorithm does not need a long warm-up period, as required by rainfall–runoff models. Since the algorithm presented above contains only one state and involves a regular update with observed data, this update erases the memory of the past states of the model. Therefore, a simple initialisation approach is possible. Several methods were tested, and the best compromise between simplicity and robustness was adopted. The reservoir level is initialised through Eq. (6), using mean flow over a small time period – five time steps – at the beginning of the flow time series. To avoid any overestimation of baseflow at the beginning of the hydrograph, computations were started far from any flood events: 1 August is a convenient date for continental mainland France, since no French river has major high-flow episodes in mid-summer.

2.1.5 Synthesis of the algorithm

Finally, the filtering algorithm can be summarised with the pseudo-code detailed in Algorithm 1, where $f_{\mathrm{up}}(Q_t)$ is the update function of Eq. (6), $f_{\mathrm{rec}}(V_t, Q_t)$ is the recursion function of Eq. (4), n is the number of time steps and YM is the set of indexes of yearly minima. Figure 1 synthesises the principle of the algorithm.

Algorithm 1 Reservoir filtering algorithm

Initialisation
$V_1 \leftarrow f_{up}(\text{MEAN}(Q_i, i \in [1;5]))$
Recursion loop
for $i = 0$ to n **do**
  $V_{i+1} \leftarrow f_{rec}(V_i, Q_i)$
  $R_i \leftarrow \beta Q_i + \Delta t(V_i - V_{i+1})$
  if $R_i > Q_i$ or $i \in YM$ **then**
    $R_i \leftarrow Q_i$
    $V_i \leftarrow f_{up}(Q_i)$
    $V_{i+1} \leftarrow V_i$
  end if
end for

2.2 Parametrisation strategy

As stated above, the difficulty of parametrisation comes from the fact that baseflow cannot be measured. In the absence of measurement, we need to make a hypothesis concerning a desirable property of the computed baseflow, in order to be able to look for the parameter set that will best respect this property. Since baseflow accounts for the slow component of total flow, coming out of the storage parts of a river basin, we make the following hypothesis: baseflow should be correlated with past climatic events that have filled or emptied this storage; and since it is supposed to be slow, it should be correlated with events that happened quite a long time ago. The calibration criterion has to be a simple quantification of this idea, which corresponds to the concept of recharge stated earlier: a proxy of past recharge must be found.

The filtering algorithm detailed above depends on two parameters: capacity S of the reservoir and scaling factor β. Yet, with the water balance condition given by Eq. (7), it is possible to remove 1 degree of freedom: for a given value of S, function $\beta \longmapsto \text{BFI}(S,\beta) - \beta$ is injective; therefore, there is a unique value of β that fulfils $\text{BFI}(S,\beta) = \beta$, and the $\beta(S)$ function can be identified.

After eliminating 1 degree of freedom, the correlation hypothesis stated above can be converted into a criterion: it computes Pearson's correlation between the computed baseflow time series – which depends on the reservoir's parameter S – and cumulated effective rainfall on the τ days before each time step. The first $\tau - 1$ values of the baseflow time series thus do not influence the criterion, since the first $\tau - 1$ values of the cumulated effective rainfall time series are missing values, and, therefore, they are eliminated when computing Pearson's correlation; this limits the effect of model initialisation. If $P_{\text{eff},t}$ is the daily effective rainfall value on day t, the criterion is written as:

$$C(S,\tau) = \text{Corr}\left(R_t(S), \sum_{u=t-\tau+1}^{t} P_{\text{eff},u}\right). \quad (8)$$

This correlation must be maximised to yield two pieces of information: the optimal value S_{opt} of the capacity of the reservoir, which gives a hydrograph separation, and a conceptual response time τ_{opt} of the catchment to hydroclimatic events, which can be compared with other pieces of knowledge about its behaviour, in order to assess the separation method's relevance.

As far as the optimisation process is concerned, it is necessary to define search intervals for S and τ. For S, values lower than 1 mm were not observed during tests and led to computation issues; thus the lower bound can be set at 1 mm. On the other side of the search interval, values around 10^6 mm – i.e. 1 km – were found during tests, without leading to incongruities in baseflow separation. Therefore, it is suggested to set the upper bound to 2×10^6 mm. For τ, typical values are between 3 months and 1 year: the search range is then set to [5; 1825] d. Note that during tests, τ optimal values were easier to find than S values.

Effective rainfall was computed with the Turc–Mezentsev formula (Turc, 1953; Mezentsev, 1955), with a quadratic harmonic mean between potential evaporation (PET) and rainfall, i.e.

$$P_{\text{eff}} = P_{\text{tot}}\left(1 - \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{P_{\text{tot}}}{\text{PET}}\right)^2}}\right),$$

where P_{tot} is daily total rainfall and PET is daily potential evapotranspiration, computed with Oudin's formula (Oudin, 2004; Oudin et al., 2005). Effective rainfall is thus computed at a daily time step and aggregated to get the criterion defined by Eq. (8). By way of comparison, alternative ways of computation were tried: the Penman–Monteith formula for PET (Monteith, 1965) and simple screening of rain by PET for effective rainfall, i.e. $P_{\text{eff}} = \text{Max}(P_{\text{tot}} - \text{PET}, 0)$. No major difference was found in the results.

Therefore, we found an effective parametrisation strategy for choosing the three parameters β, S and τ. β is first linked to S through the budget condition given by Eq. (7), which removes 1 degree of freedom; then, the two remaining parameters S and τ are chosen by optimising the correlation criterion given by Eq. (8).

2.3 Catchment dataset

Several hydrographic regions of mainland France are influenced by large aquifers, which bear the memory of past climatic events and have a significant contribution to river flow. In the Paris basin, the chalk aquifer – composed of late Cretaceous formations – has a significant connection with many

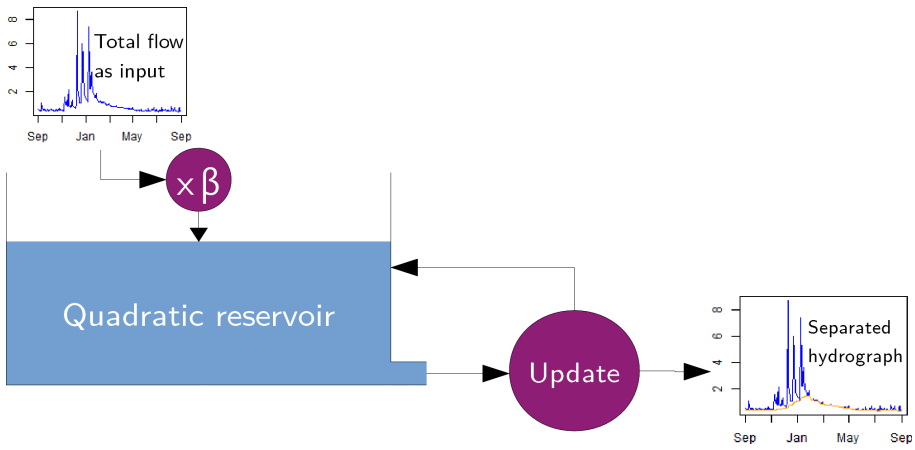


Figure 1. Synthesis of the filtering algorithm.

rivers in the Seine and the Somme basins, which notably led to major groundwater-induced floods after the extremely wet years of 1999 and 2000 (Pinault et al., 2005; Habets et al., 2010). The Loire basin is linked to the Beauce aquifer, mostly made of tertiary layers, whose situation under a large agricultural plain induces water management issues that affect Loire low flows. The international Rhineland aquifer, part of which extends to Alsace, also plays a major role in the hydrology of the Rhine.

Tests were performed on a set of 1664 catchments that were selected on the basis of diversity of area, climate, hydrological regime and completeness of the time series in the period 1967–2018. Streamflow data are from the national database Banque Hydro (SCHAPI, 2015; Leleu et al., 2014), where measurements regarded as unreliable were converted into missing values. Climatic data are from the SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie; Analysis System for Providing Atmospheric Information Relevant to Snow) reanalysis (Vidal et al., 2010), developed by Météo France and aggregated for each catchment, to get a lumped climatic series of rainfall and PET. The combination of the SAFRAN and Banque Hydro data is stored in the HydroSafran database, maintained and hosted by INRAE (French National Research Institute for Agriculture, Food and the Environment; Delaigue et al., 2020).

Gaps in the streamflow time series were filled using simulated flows from the daily lumped rainfall–runoff model GR4J (modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier; daily four-parameter model from the rural engineering service) (Perrin, 2002; Perrin et al., 2003), calibrated on the whole period 1968–2018, we make the hypothesis that hydrological characteristics of catchments are stationary all along this period. The chosen catchments have more than 20 complete years – a hydrological year is regarded as complete when there is no gap longer than a week and the total proportion of missing values is lower than 5 %. The filling simulation model GR4J has a good performance, with a Nash–Sutcliffe criterion higher than 0.7. All computations were performed with R and the airGR package for specific hydrological processing (Coron et al., 2017; Coron et al., 2020).

Table 2. Geographic characteristics of the catchment dataset.

	Outlet altitude (m)	Average altitude (m)	Average hydraulic slope	Area (km^2)
Minimum	0.50	22.3	0.01	1.9
First quartile	72.0	181	0.05	95
Median	169	341	0.08	229
Mean	237	472	0.12	1828
Third quartile	304	664	0.15	716
Maximum	2154	2871	0.67	117 183

Tables 2 and 3 show some characteristics of the catchment dataset: it is representative of the climatic and landscape diversity in mainland France. We chose basins with a large range in size, from very small (less than 2 km^2) to very large (117 000 km^2). A quick geological analysis of the 1664 catchments was also performed based on the national hydrogeological map by Margat (1980). It highlighted that 1310 catchments are not very likely to be influenced by aquifers, since they are on impermeable formations, such as igneous or metamorphic rocks or clay; 122 catchments have more than 90 % of their surface on sedimentary formations that are likely to carry large aquifers; and 232 catchments have a mixed configuration. Figure 2 shows the geographic repartition of the catchment set.

For each catchment of the dataset, a two-variable grid search was performed to find the optimum of the criterion. Hydrograph separation was then computed with the obtained parameters.

Table 3. Hydrological characteristics of the catchment dataset. The aridity index is defined as the quotient of average rainfall by average PET. NB: precipitation yield greater than 100 % was encountered in a small karstic catchment where supplementary water is brought by a major resurgence.

	Annual streamflow (mm)	Annual precipitation (mm)	Precipitation yield (%)	Aridity index
Minimum	59	617	5	0.75
Median	355	960	37	1.43
Mean	446	1035	40	1.59
Third quartile	543	1137	48	1.75
Maximum	2300	2219	164	6.05

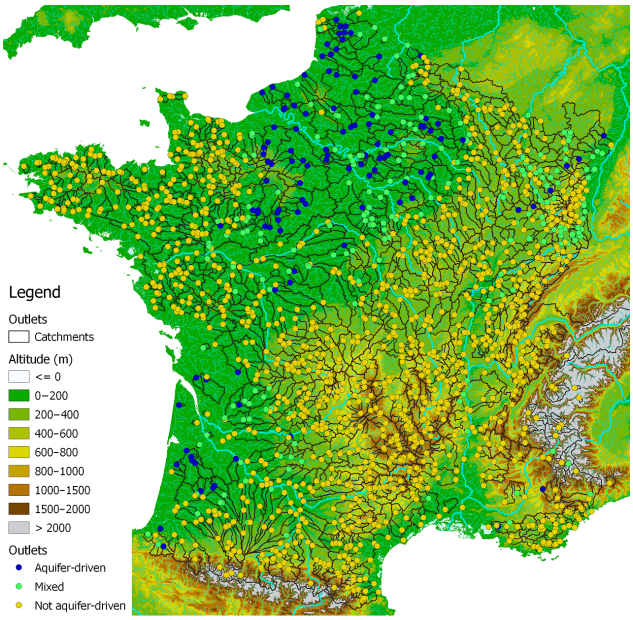


Figure 2. Map of the catchments in the dataset. Dots represent the outlet of each catchment, with different colours according to the type of aquifer influence used in Fig. 8.

3 Results

3.1 Criterion surface plots

As already mentioned in Sect. 2.2, for each catchment, there is a perfect bijection between values of the reservoir parameter S and values of the BFI: the BFI is a decreasing function of S. The BFI values are limited: in fact, when S tends toward infinity, the filter behaves like a minimum finder, and baseflow is constant, equal to the minimum flow; thus the BFI is always greater than $Q_{\min}/Q_{\text{avg}}$, the ratio of minimum flow over mean flow. The BFI also has an upper bound, due to the numerical impossibility of getting a baseflow equal to total flow with the filter. Therefore, a range of possible BFIs was computed for each catchment, and the optimisation criterion can be seen as a function of the BFI and τ, defined for BFI

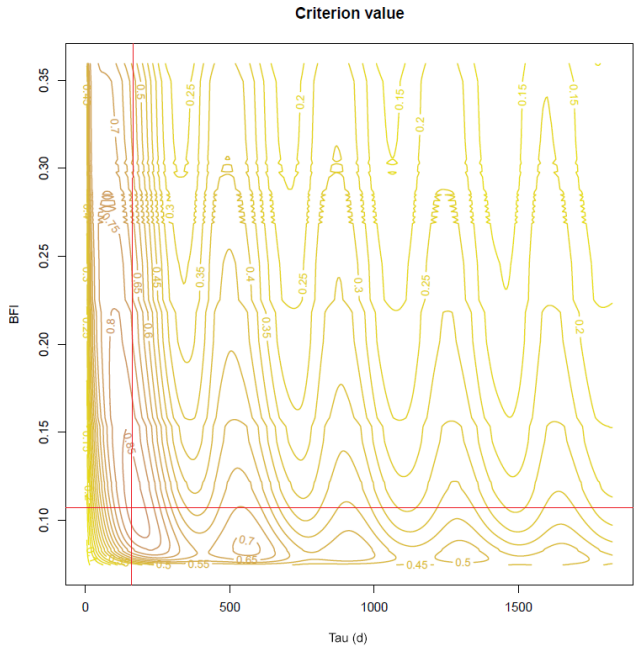


Figure 3. Surface plot of the optimisation criterion for the Vair River in Soulosse-sous-Saint-Élophe. The red cross indicates the numerical optimum.

values within this range. This function was then plotted on a contour plot to ensure a reasonable optimisation configuration.

Two examples of surface plots are presented in Figs. 3 and 4. The Vair River in Soulosse-sous-Saint-Élophe is a medium-sized basin dominated by impervious sedimentary formations. It is thus likely to have a low BFI value and response time. The criterion optimisation is unequivocal: the optimal point – which gives a correlation of 0.86 – has a difference greater than 0.15 with other local maxima. In agreement with geologic and climatic configurations, the optimised BFI (0.11) and τ (170 d) are low; the optimal value of S is 4.42 m. The Petit Thérain River in Saint-Omer-en-Chaussée is heavily influenced by the large chalk aquifer in the Paris basin: its BFI and response time should be high. The criterion optimisation is more equivocal here: there is a large plateau in the middle of the criterion map, around a correlation of 0.8, which gives significantly different values of BFI from 0.78 to 0.86 and τ from 700 to 1400 d. However, a hill in the middle of the shelf indicates the optimal point, where the correlation is 0.86, is at BFI = 0.783 and $\tau = 1015$ d. Pseudo-periodical oscillations can be seen in parallel to the τ axis; they are consequences of the annual hydroclimatic cycle.

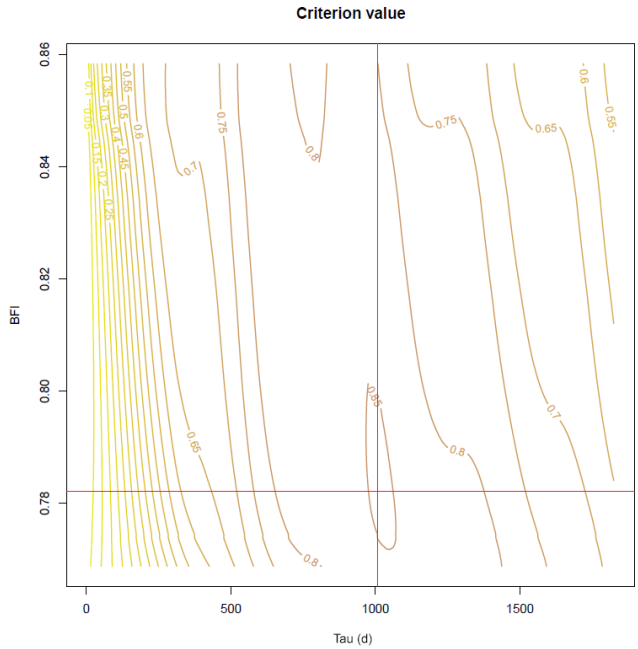


Figure 4. Surface plot of the optimisation criterion for the Petit Thérain River in Saint-Omer-en-Chaussée. The red cross indicates the numerical optimum.

3.2 Hydrograph separations obtained

Figures 5–7 show three examples of hydrograph separations obtained among the test set of catchments, with the respective BFI values of 0.11, 0.30 and 0.78. Figure 5 shows the example for the Vair River in Soulosse-sous-Saint-Élophe, a small catchment in the Meuse basin, with a small BFI. It lies on poorly permeable sandstone, marl and clay, with no connection to a large aquifer. During dry periods, baseflow is almost determined by a local minimum on a sliding window with a length of 1 year, whereas it rises a little during wet periods, as seen during the 2000–2001 winter period.

Figure 6 displays a medium BFI case: the Virène River in Vire-Normandie is a granodioritic catchment located in the north-eastern part of the Armorican Massif, with a moderate aquifer influence. Baseflow fits the total flow during low-flow periods and rises during high flows, with a jagged shape made of asymmetric peaks: decreasing slopes fit the total flow, as a result of the update procedure, whereas increasing slopes are milder, driven by the smoothing effect of the reservoir. This creates a delay of baseflow with respect to total flow that resembles an aquifer's behaviour, with an outflow much higher just after a flood event than before. This baseflow recession resembles what would be obtained with a graphical separation method.

Figure 7 corresponds to a high-BFI case: the majority of flow is identified as baseflow by the model. The Petit Thérain River in Saint-Omer-en-Chaussée is a small catchment supplied by the well-known chalk aquifer of the Paris basin. Therefore, it is not surprising to find a BFI close to one. An ensemble view of the hydrograph shows that long oscillations seem to influence total flow, with a period greater than 1 decade; it is well taken into account by baseflow separation.

Among the dataset of 1664 catchments, optimisation of parameter S failed for three catchments only; there, the correlation criterion kept increasing with the value of S, without the possibility of reaching an optimal value. The failing catchments are small basins where most of the water comes from glaciers in the Alps: effective rainfall – as computed by the Turc–Mezentsev formula – is thus not really correlated with baseflow, and the quadratic reservoir fails to reproduce the particular memory effect of a glacier.

Table 4. Summary of the results from the set of 1664 catchments.

	BFI	τ (days)	Criterion value	S (m)
Minimum	0.005	5	0.67	0.001
First quartile	0.103	165	0.74	1.98
Median	0.164	180	0.80	4.16
Mean	0.199	209	0.82	12.45
Third quartile	0.250	200	0.92	81.0
Maximum	0.896	1790	0.95	1000

3.3 Synthesis and geological interpretation

Table 4 presents a summary of the parameters identified by calibrating the separation algorithm on the 1664 catchments. First, the obtained criterion values are quite high for Pearson correlations, with all values greater than 0.66 and half of the catchments above 0.80; baseflow is quite well-correlated with cumulated effective rainfall. Values of the reservoir parameter S are high compared with annual rainfall or with usual reservoir capacities for commonly used hydrological models; it is thus difficult to give them a physical meaning. The range of BFI obtained is large, between 0.01 and 0.90, with a median of 0.16. The chosen catchments represent a wide variety of situations that can be taken into account by the separation algorithm. Finally, τ also covers a wide range of values, between 5 and 1790 d, with half of the catchments between 165 and 200 d.

We found that no clear relationship can be highlighted regarding the correlations between these results and hydroclimatic values given in Table 3. Therefore, no solution was found to reduce the number of parameters by inferring one from the other. However, a positive Pearson correlation of 0.42 between BFI and τ was found: catchments with higher baseflow have a larger response time, which is consistent with the conceptual definition of baseflow; the more important the slow component of streamflow is, the slower the average response of the system is.

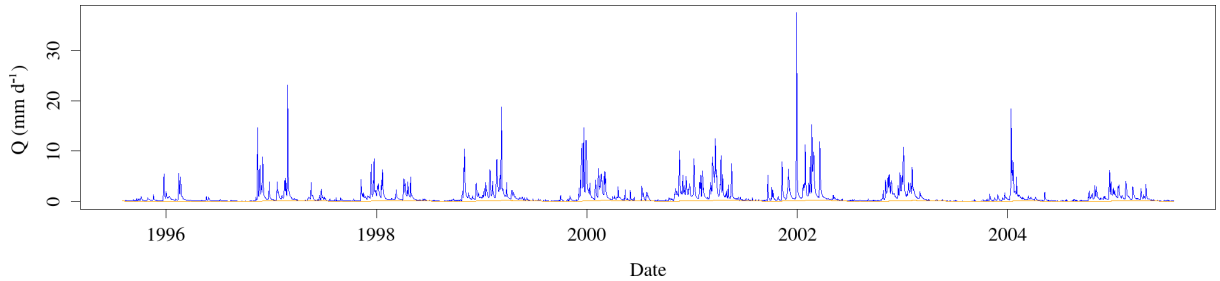


Figure 5. Hydrograph separation of the Vair River in Soulosse-sous-Saint-Élophe for 1995–2005.

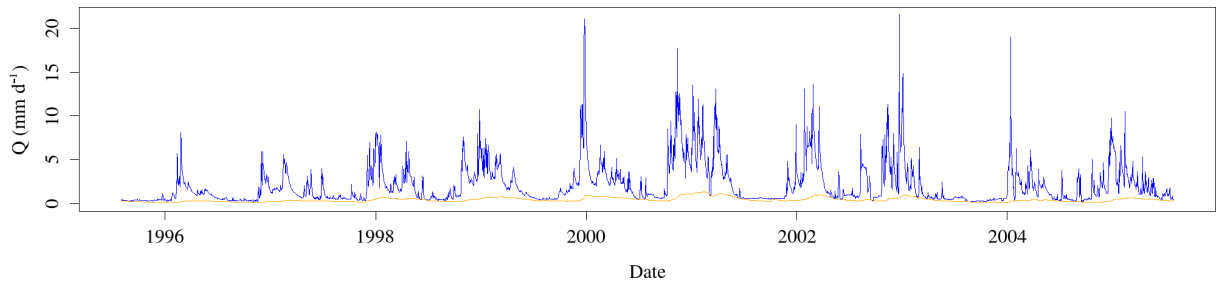


Figure 6. Hydrograph separation of the Virène River in Vire-Normandie for 1995–2005.

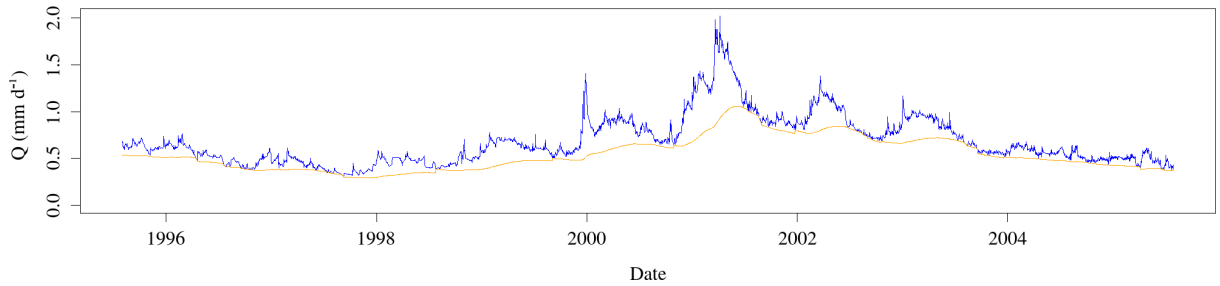


Figure 7. Hydrograph separation of the Petit Thérain River in Saint-Omer-en-Chaussée for 1995–2005.

Figure 8 shows the distribution of BFI and τ values for each hydrogeological class of basin. The mean BFI is significantly larger for *aquifer-driven* basins than for other classes, but the ranges of BFI are not significantly separated: even aquifer-driven catchments can have low BFIs. However, those that are *not aquifer-driven* are limited to BFI values under 0.4. This agrees with the fact that baseflow is highly connected to the outflow of aquifers, whose contribution to total flow is much higher in catchments connected to large underground reservoirs. There are also catchments whose geological configuration suggests an aquifer-driven regime, whereas the BFI found is low; most of them are located above the Vosges sandstone aquifer which, although a crucial resource for water supply in this region, is not directly connected to piedmont rivers. As far as τ is concerned, most catchments are around 200 d, with a larger mean value for aquifer-driven catchments. It is notable that mixed or not aquifer-driven basins are limited to values of τ less than 300 d, whereas the range of aquifer-driven catchments' values extends to more than 1000 d: this confirms the hypothesis that long memory is caused by the influence of an aquifer – even if the presence of the latter does not guarantee long-memory behaviour.

Figure 9 shows geographic variations of the obtained values of τ and BFI. BFI values are coherent with the geological context: granitic regions like the Armorican massif or Massif Central have low values of BFI; high values are observed in the Alsace plain, in the sandy Landes of Gascony, and particularly in the chalky zones of the Paris basin and the Somme basin. The rivers of these regions are known to be particularly under the influence of major aquifers that bear the memory of climatic events. The south-east area of France has medium BFI values, which is surprising, since most of this region is composed of mountainous areas without any large aquifers. However, particularly smooth hydrographs can be explained by the presence of many hydroelectric dams and natural lakes – the first of which is the Leman Lake on the Rhône River – in this region, which have a significant influence on streamflow. Values of τ are more difficult to interpret: even though

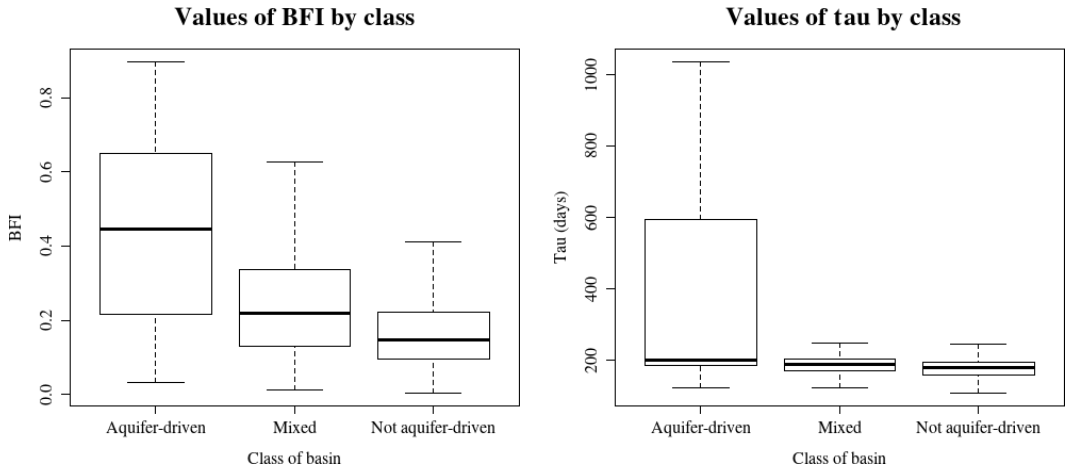


Figure 8. Boxplots of BFI values and τ according to the hydrogeological class of basins, i.e. whether they are likely to be under the influence of a significant aquifer. Central box accounts for the interval between first and third quartile; the segment in the middle is the median; whiskers represent the 95 % confidence interval.

the chalk aquifer is clearly visible around the Paris region, high values of τ can be observed in the Alps too, and medium values are found in the Massif Central. Here again, it can be explained by the presence of natural and artificial lakes that bear memory of past hydroclimatic events.

3.4 Split-sample test as a stability assessment

In order to evaluate the stability of the proposed algorithm and of its calibration procedure, a split-sample test was performed. The time extent of the time series of the dataset – 1 August 1958 to 31 July 2018 – was divided into two equal periods P_1 (1 August 1958 to 31 July 1988) and P_2 (1 August 1988 to 31 July 2018). The algorithm was then calibrated separately for each basin on these two periods, and the values obtained for BFI and τ were then compared.

Figure 10 shows the graphical comparison of obtained BFI and τ values. Table 5 displays two statistical assessments that were performed after the split-sample test: correlation between values of BFI and τ and the non-parametric Kolmogorov–Smirnov test (Smirnov, 1939), in order to check the equality of distributions, i.e. the bias between series of values. The BFI shows a good graphical consistency, with high Pearson correlation values, higher than 0.91, but the p values of the Kolmogorov–Smirnov test are under 0.05 for P_1; there is a constant bias between the BFI values computed for P_1 and those computed for the whole period. The scatterplot shows a good correlation between the BFI values computed for P_1 and P_2. As for τ, it is less consistent than BFI: the scatterplot shows some outliers that are far from the diagonal, which explains the lower Pearson correlation values, between 0.53 and 0.84. Here again, values computed for P_1 are further away from those computed for the whole period than those computed for P_2. Despite these imperfections, this split-sample test can be regarded as successful, especially for a general-purpose analysis tool on a large set of catchments.

3.5 Comparison with a reference method

The BFI obtained was compared with the one resulting from a simple graphical method, based on local minima on a sliding interval of 5 d. It is detailed in Gustard and Demuth (2008). Figure 11 shows the scatterplot of the two computed BFIs. Gustard's method gives higher indexes than the conceptual filtering algorithm, but the trend remains, which is confirmed by the high Spearman correlation: 0.819. A high-BFI catchment according to Gustard's method will also get a high BFI value from the conceptual filtering; low values follow the same pattern. The difference between the results of the two methods can be explained by the timescales: the width of the sliding minimum window in Gustard's method is 5 d, whereas we obtain much larger values of τ. Graphical quickflow is much quicker than the one resulting from the conceptual algorithm.

4 Conclusion

4.1 Synthesis

The hydrograph separation algorithm and its calibration procedure presented in this work have yielded credible results for a large set of test catchments. The algorithm has suitable characteristics for such a model: (i) frugality – only two parameters to calibrate; (ii) objectivity – the procedure is not supposed to require any intervention or interpretation from the user; (iii) generalisation ability – the procedure succeeded on the whole dataset, with a unique value found for the reservoir parameter; and (iv) repeatability – as assessed by the split-sample test performed on the test dataset. The analy-

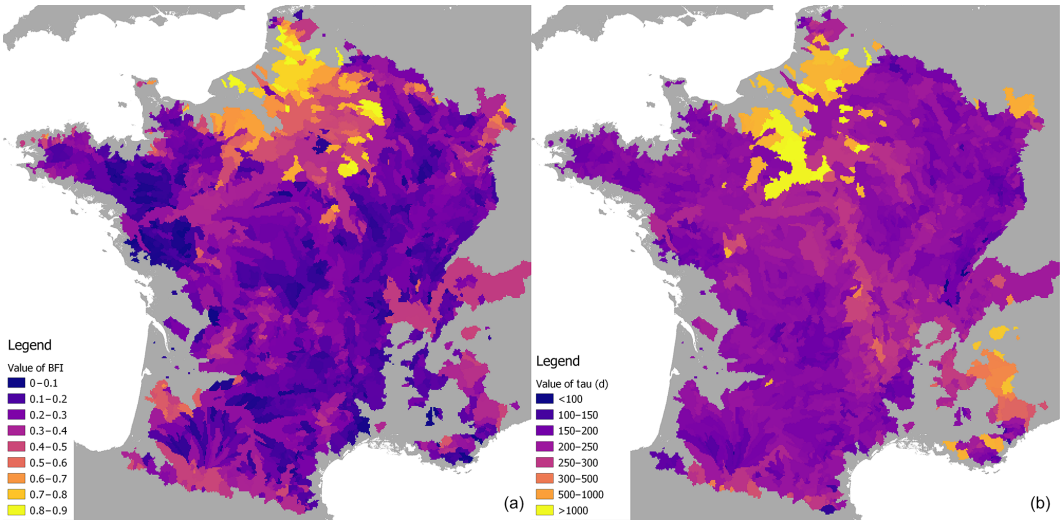


Figure 9. Maps of resulting values of parameters on the catchment dataset. **(a)** BFI; **(b)** τ.

Table 5. Statistical assessment of the split-sample test through Pearson correlation and the Kolmogorov–Smirnov (KS) non-parametric test.

	BFI						τ					
	Pearson correlation			KS test p value			Pearson correlation			KS test p value		
	P_1	P_2	P_{tot}	P_1	P_2	P_{tot}	P_1	P_2	P_{tot}	P_1	P_2	P_{tot}
P_1	1	0.91	0.94	1	< 0.01	< 0.01	1	0.53	0.61	1	< 0.01	< 0.01
P_2	0.91	1	0.98	< 0.01	1	0.42	0.53	1	0.84	< 0.01	1	0.28
P_{tot}	0.94	0.98	1	< 0.01	0.42	1	0.61	0.84	1	< 0.01	0.28	1

sis of the results in the light of the geological characteristics of catchments shows that the model is able to acknowledge the importance of groundwater flow in total flow generation without prior knowledge about the studied catchment, which is a significant step forward with respect to other non-tracer-based baseflow separation methods.

A conceptual and empirical baseflow separation method is neither intended to replace precise estimation of the elements of water balance at the scale of a given catchment, especially when in-field physical data are available nor can it precisely highlight particular hydrological processes occurring at the catchment or under-catchment scale, such as karstic non-linear transfers or human regulation of rivers. Yet, in the absence of in-field data, i.e. outside of specially instrumented catchments, conceptual baseflow separation is a useful tool for obtaining meaningful insights into the role of groundwater and aquifers inside a catchment. Even if the present method has limitations – which we summarise below – it could be applied as an objective, general-purpose, automated analysis tool for information on a large set of flow series. Beyond the inherent characteristics of the presented method, the results show that the hydrogeological processes of a catchment are deeply engraved in streamflow.

4.2 Limitations

We used an optimisation procedure set which searches for values of τ less than 5 years. It showed great convergence ability, i.e. an optimal point was found for every catchment of the test dataset. Yet, a mere glance at the Petit Thérain River hydrograph (Fig. 7) shows that its response time may be greater than 5 years, with long dynamics at the scale of climatic cycles. All this highlights the fact that the simplistic distinction between baseflow and quickflow hides the diversity of timescales and travel times among processes that influence the total flow of a river. Anyhow, the optimisation criterion is not indisputably univocal for a significant number of catchments; therefore, more work is needed to conceive a better optimisation criterion for the parametrisation strategy of the algorithm.

The split-sample test is a way to check temporal consistency of the baseflow separation method; the one performed on the test dataset can be considered as successful, at least concerning BFI results. Nevertheless, the spatial coherence of the method was not checked; it could be tested, for instance, with the propagation of baseflow sub-basins of a larger catchment, in order to test whether the sum of tributary baseflows makes up total baseflow. Our optimisation

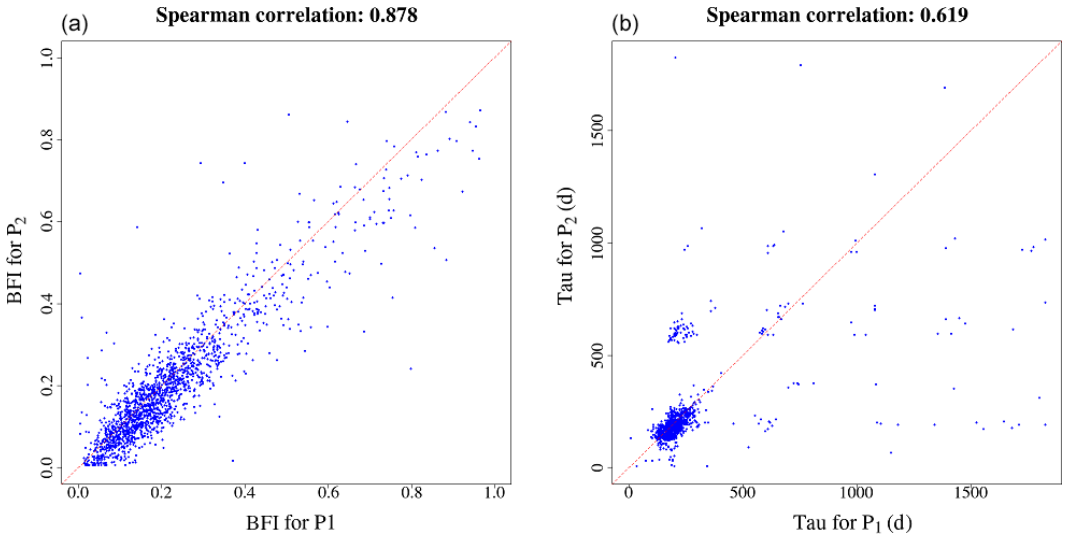


Figure 10. Results of the split-sample test for BFI **(a)** and τ **(b)**. Values obtained for P_1 and P_2 are compared.

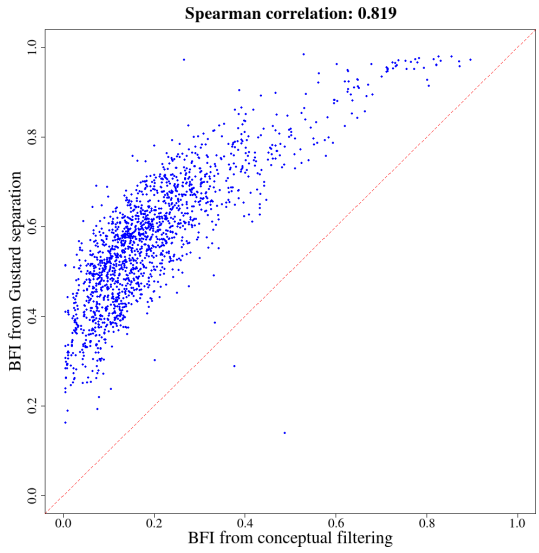


Figure 11. Comparison between BFI obtained with the conceptual algorithm and a reference graphical method.

procedure does not take into account regional aspects while calibrating the model, although it could be a way of introducing objective prior knowledge into the method. On a sample of catchments where chemicophysical data are available, a comparison with tracer-based separation procedures would be a reliable way to validate the presented method.

Our algorithm is only intended for catchments that are not affected by human activity – pumping, regulation by dams or the use of canals – which excludes most large rivers in Europe. Finally, the generalisation capacity of the method has only been demonstrated for the hydroclimatic conditions of mainland France: even if the spatial extent of the present work has a substantial diversity of climates, a further study with a wider range of climates and geologies is needed to validate the method.

4.3 Implementation

An R package named baseflow (Pelletier et al., 2020) is provided to ensure the reproducibility of our results. It implements the algorithm presented in this paper with a high-performance computing core written in Rust. The example data taken from airGR are linked in the examples. The package is being released on CRAN (Comprehensive R Archive Network), and its documentation is available as supplementary material.

Data availability. Data for this work were provided by Météo France (climatic data) and the hydrometric services of the French government (flow data). Flow data is publicly available on the Banque Hydro website http://hydro.eaufrance.fr/ (SCHAPI, 2015). Climatic data is not publicly available, since it is a commercial product; it can be freely provided – for research and non-profit purposes – upon request to Météo France.

Supplement. The supplement related to this article is available online at: https://doi.org/10.5194/hess-24-1171-2020-supplement.

Author contributions. VA and AP conceptualised the method. AP performed the tests on the catchment dataset and developed the computing code. The paper was written by both authors.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgements. Data for this work were provided by Météo France (climatic data) and the hydrometric services of the French government (flow data). We would like to thank Pierre Nicolle (Université Gustave Eiffel) and Benoît Génot (INRAE Antony) for the database creation and maintenance and José Tunqui Neira (Sorbonne Université) for his help in the literature review. We would also like to extend our warmest thanks to Charles Perrin (INRAE Antony), Lionel Berthet (DGPR) and Paul Astagneau (INRAE Antony) for their remarks and suggestions during the writing process. Last but not least, computing codes could not have been developed without the precious expertise and availability of Olivier Delaigue (INRAE Antony) and Denis Merigoux (INRIA Paris).

Review statement. This paper was edited by Markus Hrachowitz and reviewed by Renata Romanowicz and Ian Cartwright.

References

Bentura, P. L. F. and Michel, C.: Flood routing in a wide channel with a quadratic lag-and-route method, Hydrolog. Sci. J., 42, 169–189, https://doi.org/10.1080/02626669709492018, 1997.

Beven, K.: Hydrograph separation?, in: Proc. BHS Third National Hydrology Symposium, Institute of hydrology, Southampton, UK, 3.2–3.8, 1991.

Boussinesq, J.: Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources, Journal de Mathématiques Pures et Appliquées, 10, 5–78, 1904.

Brodie, R. and Hosteletler, S.: A review of techniques for analysing baseflow from stream hydrographs, in: vol. 28, Proceedings of the NZHS-IAH-NZSSS 2005 conference, November 2005, Auckland, NZ, 2005.

Cartwright, I. and Morgenstern, U.: Using tritium and other geochemical tracers to address the "old water paradox" in headwater catchments, J. Hydrol., 563, 13–21, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.05.060, 2018.

Cartwright, I., Gilfedder, B., and Hofmann, H.: Contrasts between estimates of baseflow help discern multiple sources of water contributing to rivers, Hydrol. Earth Syst. Sci., 18, 15–30, https://doi.org/10.5194/hess-18-15-2014, 2014.

Chapman, T.: A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation, Hydrol. Process., 13, 701–714, https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<701::AID-HYP774>3.0.CO;2-2, 1999.

Chow, V. T.: Runoff, in: Handbook of applied hydrology, McGraw-Hill, New York, USA, 1–54, 1964.

Coron, L., Thirel, G., Delaigue, O., Perrin, C., and Andréassian, V.: The suite of lumped GR hydrological models in an R package, Environ. Model. Softw., 94, 166–171, https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.05.002, 2017.

Coron, L., Delaigue, O., Thirel, G., Perrin, C., and Michel, C.: airGR: Suite of GR Hydrological Models for Precipitation-Runoff Modelling, r package version 1.4.3.60, INRAE, Antony, France, https://doi.org/10.15454/EX11NA, 2020.

Costelloe, J. F., Peterson, T. J., Halbert, K., Western, A. W., and McDonnell, J. J.: Groundwater surface mapping informs sources of catchment baseflow, Hydrol. Earth Syst. Sci., 19, 1599–1613, https://doi.org/10.5194/hess-19-1599-2015, 2015.

Coutagne, A.: Les variations de débit en période non influencée par les précipitations – Le débit d'infiltration (corrélations fluviales internes) – 2e partie, La Houille Blanche, 5, 416–436, https://doi.org/10.1051/lhb/1948053, 1948.

Delaigue, O., Génot, B., Bourgin, P.-Y., Brigode, P., and Lebecherel, L.: Base de données hydroclimatiqueà l'échelle de la France, Tech. rep., INRAE, UR HYCAR, Equipe Hydrologie des bassins versants, Antony, available at: https://webgr.inrae.fr/activites/base-de-donnees/ (last access: 9 March 2020), 2020.

Duvert, C., Jourde, H., Raiber, M., and Cox, M. E.: Correlation and spectral analyses to assess the response of a shallow aquifer to low and high frequency rainfall fluctuations, J. Hydrol., 527, 894–907, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.05.054, 2015.

Eckhardt, K.: How to construct recursive digital filters for baseflow separation, Hydrol. Process., 19, 507–515, https://doi.org/10.1002/hyp.5675, 2005.

Eckhardt, K.: A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods, J. Hydrol., 352, 168–173, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.01.005, 2008.

Fenicia, F., Kavetski, D., and Savenije, H. H. G.: Elements of a flexible approach for conceptual hydrological modeling: 1. Motivation and theoretical development, Water Resour. Res., 47, W11510, https://doi.org/10.1029/2010WR010174, 2011.

Ficchì, A.: An adaptative hydrological model for multiple timesteps: diagnostics and improvements based of luxes consistency, PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, 2017.

Gonzales, A. L., Nonner, J., Heijkers, J., and Uhlenbrook, S.: Comparison of different base flow separation methods in a lowland catchment, Hydrol. Earth Syst. Sci., 13, 2055–2068, https://doi.org/10.5194/hess-13-2055-2009, 2009.

Gustard, A. and Demuth, S.: Manual on Low-Flow Estimation and Prediction, Tech. Rep. 50, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 2008.

Habets, F., Gascoin, S., Korkmaz, S., Thiéry, D., Zribi, M., Amraoui, N., Carli, M., Ducharne, A., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Noilhan, J., Ottlé, C., and Viennot, P.: Multi-model comparison of a major flood in the groundwater-fed basin of the Somme River (France), Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 99–117, https://doi.org/10.5194/hess-14-99-2010, 2010.

Hewlett, J. D. and Hibbert, A. R.: Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas, Forest Hydrol., 1, 275–290, https://doi.org/10.1177/0309133309338118, 1967.

Horton, R. E.: The Rôle of infiltration in the hydrologic cycle, Eos Trans. Am. Geophys. Union, 14, 446–460, https://doi.org/10.1029/TR014i001p00446, 1933.

Jain, A., Sudheer, K. P., and Srinivasulu, S.: Identification of physical processes inherent in artificial neural network rainfall runoff models, Hydrol. Process., 18, 571–581, https://doi.org/10.1002/hyp.5502, 2004.

Kirchner, J. W.: A double paradox in catchment hydrology and geochemistry, Hydrol. Process., 17, 871–874, https://doi.org/10.1002/hyp.5108, 2003.

Kirchner, J. W.: Quantifying new water fractions and transit time distributions using ensemble hydrograph separation: theory and benchmark tests, Hydrol. Earth Syst. Sci., 23, 303–349, https://doi.org/10.5194/hess-23-303-2019, 2019.

Klemeš, V.: Dilettantism in hydrology: Transition or destiny?, Water Resour. Res., 22, 177S–188S, https://doi.org/10.1029/WR022i09Sp0177S, 1986.

Kronholm, S. C. and Capel, P. D.: A comparison of high-resolution specific conductance-based end-member mixing analysis and a graphical method for baseflow separation of four streams in hydrologically challenging agricultural watersheds, Hydrol. Process., 29, 2521–2533, https://doi.org/10.1002/hyp.10378, 2015.

Labat, D.: Recent advances in wavelet analyses: Part 1. A review of concepts, J. Hydrol., 314, 275–288, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.04.003, 2005.

Leleu, I., Tonnelier, I., Puechberty, R., Gouin, P., Viquendi, I., Cobos, L., Foray, A., Baillon, M., and Ndima, P.-O.: La refonte du système d'information national pour la gestion et la miseà disposition des données hydrométriques, La Houille Blanche, 1, 25–32, https://doi.org/10.1051/lhb/2014004, 2014.

Linsley, R. K., Kohler, M. A., and Paulhus, J. L. H.: Hydrology for engineers, 2nd Edn., McGraw-Hill, New York, available at: https://trove.nla.gov.au/work/13510461 (last access: 9 March 2020), 1975.

Lott, D. A. and Stewart, M. T.: Base flow separation: A comparison of analytical and mass balance methods, J. Hydrol., 535, 525–533, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.063, 2016.

Maillet: Essais d'hydraulique souterraine & fluviale, A. Hermann, available at: http://archive.org/details/essaisdhydrauli00mailgoog (last access: 9 March 2020), 1905.

Margat, J.: Carte hydrogéologique de la France: systèmes aquifères, Orléans, France, 1980.

McDonnell, J.J. and Beven, K.: Debates – The future of hydrological sciences: A (common) path forward? A call to action aimed at understanding velocities, celerities and residence time distributions of the headwater hydrograph, Water Resour. Res., 50, 5342–5350, https://doi.org/10.1002/2013WR015141, 2014.

Mei, Y. and Anagnostou, E. N.: A hydrograph separation method based on information from rainfall and runoff records, J. Hydrol., 523, 636–649, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.01.083, 2015.

Mezentsev, V.: Back to the computation of total evaporation, Meteorologia i Gidrologia, 5, 24–26, 1955.

Michel, C., Perrin, C., and Andreassian, V.: The exponential store: a correct formulation for rainfall—runoff modelling, Hydrolog. Sci. J., 48, 109–124, https://doi.org/10.1623/hysj.48.1.109.43484, 2003.

Miller, M. P., Johnson, H. M., Susong, D. D., and Wolock, D. M.: A new approach for continuous estimation of baseflow using discrete water quality data: Method description and comparison with baseflow estimates from two existing approaches, J. Hydrol., 522, 203–210, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.12.039, 2015.

Monteith, J. L.: Evaporation and environment, Symp. Soc. Exp. Biol., 19, 205–34, 1965.

Oudin, L.: Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global, PhD Thesis, ENGREF (AgroParisTech), available at: https://pastel.archives-ouvertes.fr/pastel-00000931/document (last access: 9 March 2020), 2004.

Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., and Loumagne, C.: Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model: Part 2 – Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall–runoff modelling, J. Hydrol., 303, 290–306, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.026, 2005.

Pelletier, A., Andréassian, V., and Delaigue, O.: baseflow: Computes Hydrograph Separation, r package version 0.11.4, Antony, France, https://doi.org/10.15454/Z9IK5N, 2020.

Perrin, C.: Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative, La Houille Blanche, 6–7, 84–91, https://doi.org/10.1051/lhb/2002089, 2002.

Perrin, C., Michel, C., and Andréassian, V.: Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation, J. Hydrol., 279, 275–289, https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00225-7, 2003.

Pinault, J.-L., Amraoui, N., and Golaz, C.: Groundwater-induced flooding in macropore-dominated hydrological system in the context of climate changes, Water Resour. Res., 41, W05001, https://doi.org/10.1029/2004WR003169, 2005.

Pinder, G. F. and Jones, J. F.: Determination of the groundwater component of peak discharge from the chemistry of total runoff, Water Resour. Res., 5, 438–445, https://doi.org/10.1029/WR005i002p00438, 1969.

Réméniéras, G.: L'Hydrologie de l'ingénieur, Eyrolles, Paris, France, 1965.

Roche, M.: Hydrologie de surface, Office de la recherche scientifique et technique outre-mer, Paris, France, 1963.

Romanowicz, R.: An application of a log-transformed low-flow (LTLF) model to baseflow separation, Hydrolog. Sci. J., 55, 952–964, https://doi.org/10.1080/02626667.2010.505172, 2010.

Saraiva Okello, A. M. L., Uhlenbrook, S., Jewitt, G. P., Masih, I., Riddell, E. S., and Van der Zaag, P.: Hydrograph separation using tracers and digital filters to quantify runoff components in a semi-arid mesoscale catchment, Hydrol. Process., 32, 1334–1350, https://doi.org/10.1002/hyp.11491, 2018.

SCHAPI: Banque Hydro, available at: http://hydro.eaufrance.fr/ (last access: 9 March 2020), 2015.

Singh, S. K., Pahlow, M., Booker, D. J., Shankar, U., and Chamorro, A.: Towards baseflow index characterisation at national scale in New Zealand, J. Hydrol., 568, 646–657, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.11.025, 2019.

Smirnov, N.: Estimate of deviation between empirical distribution functions in two independent samples, Bull. Moscow Univ., Moscow, Russia, 3–14, 1939.

Su, C.-H., Costelloe, J. F., Peterson, T. J., and Western, A. W.: On the structural limitations of recursive digital filters for base flow estimation, Water Resour. Res., 52, 4745–4764, https://doi.org/10.1002/2015WR018067, 2016.

Taormina, R., Chau, K.-W., and Sivakumar, B.: Neural network river forecasting through baseflow separation and binary-coded swarm optimization, J. Hydrol., 529, 1788–1797, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.08.008, 2015.

Turc, L.: Le Bilan d'eau des sols: relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement, PhD Thesis, Institut national de la recherche agronomique, Paris, 1953.

Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., and Soubeyroux, J.-M.: 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, 2010.

Wittenberg, H.: Nonlinear analysis of flow recession curves, in: FRIEND: flow regimes from international experimental and net-

work data, vol. 221, IAHS Publications, Brunswick, 61–67, 1994.

Wittenberg, H.: 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, 1999.

Wittenberg, H. and Sivapalan, M.: Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation, J. Hydrol., 219, 20–33, https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00040-2, 1999.

3.3 Conclusion

Nous avons montré dans ce chapitre que la nouvelle méthode développée a trois caractéristiques essentielles : elle est facile à mettre en œuvre grâce à son petit nombre de paramètres ; elle est objective, avec un calage automatique ne demandant pas d'intervention du modélisateur ; elle est robuste et répétable, ce qui a été montré par le *split sample test*. Elle peut donc être utilisée pour estimer de façon automatique le *baseflow index* sur un large échantillon de bassins versants.

Si la métrique utilisée dans l'article pour évaluer l'influence des aquifères sur les bassins est assez grossière, une analyse aussi fine du contexte hydrogéologique que celle conduite pour l'échantillon restreint n'est pas possible pour 1 664 bassins. Malgré tout, on en tire une conclusion : les hautes valeurs de BFI sont presque exclusivement atteintes pour les bassins sous l'influence d'un aquifère, mais la distribution des BFI dans cette catégorie est large. La présence d'un aquifère en relation avec le bassin semble donc être une condition presque toujours nécessaire, mais pas suffisante, à l'observation d'un phénomène de mémoire inter-annuelle. L'analyse géographique étaie cette conclusion, notamment pour la craie, la nappe d'Alsace, les sables des Landes et les aquifères secondaires du bassin aquitain. Pour les quelques bassins de montagne présentant des BFI conséquents, on peut faire l'hypothèse que l'effet mémoire observé provient soit des lacs — naturels ou artificiels — soit du rôle de stockage du manteau neigeux et des glaciers.

Nous disposons donc d'un indicateur utile, bien qu'imparfait, pour la mesure de la mémoire des bassins versants. Il reste maintenant à le confronter à la mémoire des aquifères, telle qu'elle est représentée par l'information piézométrique. Ce sera l'objet du chapitre 4.

Chapitre 4

Étude comparée de la mémoire des débits et de la piézométrie

4.1 Introduction

Dans le chapitre précédent, nous avons mis en évidence le phénomène de mémoire des débits sur un large échantillon de bassins versants, en utilisant une procédure de séparation d'hydrogramme. Les résultats nous ont permis d'identifier le rôle probable des aquifères dans ce phénomène pour un certain nombre de bassins, même si la distribution de *baseflow index* obtenue est large : la présence d'un aquifère est une condition nécessaire mais non suffisante à une longue mémoire inter-annuelle. Il reste maintenant à identifier dans quelle situation il est raisonnable de faire l'hypothèse que l'aquifère porte la mémoire du bassin versant et que cette hypothèse peut être utilisée pour améliorer les performances d'un modèle hydrologique, en y incorporant des données piézométriques.

Toutefois, la mémoire ne se manifeste pas forcément de la même façon sur l'ensemble de la distribution des valeurs de débits. Les études existantes portent davantage sur les sécheresses, car ce sont des phénomènes de long terme, susceptibles de durer plusieurs années, comme la sécheresse du Millénaire en Australie (Fowler et al., 2020). Les crues sont généralement des phénomènes plus rapides, mais certains exemples montrent l'importance de l'accumulation de plusieurs mois, voire plusieurs années humides pour les crues de grande intensité : la crue de la Somme en 2000-2001, déjà évoquée plus haut, est à ce titre emblématique (Pointet et al., 2003 ; Négrel et al., 2005). Ces deux événements ont été l'occasion de l'atteinte d'extrema pour les eaux souterraines : rabattement exceptionnel des aquifères en Australie ; hausse du niveau piézométrique de la nappe de la craie de plusieurs mètres dans le bassin de la Somme. Si l'on veut comparer la mémoire des aquifères et des eaux de surface, un préalable est de s'assurer de la corrélation des signaux : dans un bassin versant, une sécheresse hydrogéologique correspond-elle toujours à un étiage, et vice-versa ? Une crue est-elle équivalente à un maximum de niveau piézométrique ? Les dynamiques inter-annuelles de débit et de niveau piézométrique sont-elles corrélées ?

Le présent chapitre présente deux études qui nous ont permis de répondre à ces questions.

La première étude présentée dans ce chapitre a pour but de répondre aux questions posées plus haut pour les bassins de l'échantillon restreint, en utilisant les données de débit et de niveau piézométrique. Pour ce faire, des statistiques annuelles de ces données sont calculées : *QMNA* et *zMNA* pour les étiages — minima annuels des moyennes mensuelles des séries temporelles — *QMXA* et *zMXA* pour les crues — maxima annuels de ces mêmes moyennes mensuelles — et valeurs

moyennes annuelles pour les dynamiques inter-annuelles. Les résultats permettent de distinguer les grands types d'aquifères de l'échantillon et leur comportement pour différents événements. Cette étude a fait l'objet d'une communication écrite courte, en cours de révision à l'heure d'écriture de ces lignes (A. Pelletier et al., 2021) et reproduite dans sa version soumise au *Journal des sciences hydrologiques* dans la section suivante.

Une fois évaluée la corrélation entre information, une autre question demeure : comment la mémoire des aquifères diffère-t-elle de celle des eaux de surface en longueur et en intensité ? Pour y répondre, il faut mettre en œuvre un modèle explicite de mémoire. C'est l'objet de la seconde étude présentée dans ce chapitre, où une régression linéaire multivariée est utilisée entre d'un côté le débit ou la piézométrie et de l'autre des variables hydroclimatiques de plusieurs années hydrologiques, ce qui permet d'estimer la longueur de la mémoire. Le *baseflow index* sert, lui, d'indicateur d'intensité de celle-ci, ce qui permet d'avoir une estimation complète du phénomène. L'étude est divisée en deux parties : un cas d'étude sur le bassin de l'Huisne qui a fait l'objet d'un article (A. Pelletier et al., 2020a) ; l'étude de l'échantillon entier qui a été présentée en conférence (A. Pelletier et al., 2020b).

4.2 Une première étude de corrélations statistiques annuelles : article *An underground view of surface hydrology: what can piezometers tell us about river floods and droughts?*

An underground view of surface hydrology: what can piezometers tell us about river floods and droughts?

Abstract. The role of aquifers in extreme hydrological events has been highlighted in numerous different contexts, both for river high flows and low flows. Many aquifers are monitored by networks of piezometers that measure groundwater levels: their long-term records allow for a joint analysis of contemporaneous streamflow time series. Yet, groundwater level data are rarely used in surface hydrological modelling approaches, because of the huge complexity of river–aquifer interactions. We propose a simple correlation analysis between yearly extrema of groundwater level and streamflow time series, performed on a large set of 107 catchments and 355 piezometers, located throughout mainland France. We show that it is possible to discriminate between aquifers that correlate only with high-flow events, only with low flows, with both types of events or with none of them. Our typology presents new opportunities to characterise the surface–groundwater exchanges, which can be very important for understanding the occurrence of river extremes.

Keywords: hydrological processes, groundwater, hydrological hazards

1. Introduction

The special IPCC report on climate extremes (Seneviratne et al.; 2012) highlighted the need to improve our understanding of processes and space–time dynamics of hydrological extremes, to be able to forecast and limit their impacts within the broader challenge of climate change mitigation. Among all hydrological processes at stake in catchments, the least known are probably the underground processes, since they are the most difficult to observe and measure. Yet, the role of groundwater in hydrological extremes is well-documented. Aquifers are often described as the buffering or storage elements of the catchments, able to store water and to release it with a delay (Van Loon; 2015); in other words, they have the slowest response, among water cycle elements, to climate events, with a filtering effect of the climatic signal (Lo and Famiglietti; 2010; Wossenyeleh et al.; 2021). During droughts, this phenomenon results in aquifers supporting low flows by releasing water: this has been observed in numerous studies in many contexts (Tague and Grant; 2009; Käser and Hunkeler; 2016; Hayashi; 2020; Tobin and Schwartz; 2020; Anderson et al.; 2021). As for floods, they are more rapid phenomena in which the role of aquifers is more ambiguous: the buffering effect can consist in storing excess water and mitigating high flows (Chinnasamy; 2016), but Kirchner (2003) highlighted that in many catchments, the flood flows are often mainly composed of groundwater that is mobilised by the excess recharge of aquifers, which was confirmed by local studies (Guérin et al.; 2019; Wittenberg et al.; 2019). Flood events can even be caused by a rapid increase of water table levels in aquifers, which is known as *groundwater flooding* (Abboud et al.; 2018). The flood event in the Somme basin in 2000—2001 was concomitant to a rise in the groundwater table of more than 10 m (Pointet et al.; 2003), with a large part of flood water carrying the isotopic signature of the chalk aquifer (Négrel and Petelet-Giraud; 2005).

From a hydrological modelling perspective, taking into account the behaviour of aquifers is crucial for simulating and forecasting extremes. But this behaviour is heavily dependent on the local geological context (Eltahir and Yeh; 1999; Soulsby et al.; 2006; Bloomfield et al.; 2015). Existing coupled modelling approaches often involve complex distributed models to take into account these idiosyncrasies, with difficult parametrisation and costly computation (see, e.g. Barthel and Banzhaf; 2015, for a review). To develop simpler approaches that can be easily used in data-scarce or knowledge-scarce contexts, a prior assessment of the nature of the relationship between groundwater and surface water, in terms of hydrological events, must be made. When and where they are available, physical descriptors of the aquifer can provide indicators (Carlier et al.; 2018; Wirth et al.; 2020). However, groundwater level time series, measured by piezometer networks, are real-time images of the state of aquifers: along with a minimal analysis of hydrogeological maps, they should be useful in assessing the nature of the river–aquifer interaction. Once the latter is established, these groundwater level time series could help constrain a hydrological model to make it more realistic from a process representation point of view.

The development of a surface–groundwater joint modelling approach is conditioned by the choice of the right groundwater level measurement points – i.e. piezometers – according to the aim of the modeller. Indeed, to improve streamflow simulation and forecast, the additional information brought to the model should be relevant. For this work, we created a database of streamflow and groundwater level time series from 107 catchments and 355 piezometers, spread throughout mainland France and we computed annual low-flow and high-flow statistics. Through a simple correlation study, we assessed whether groundwater signal is representative of low flows, high flows or none of them. The dataset was then split into 14 groups, with homogeneous geological characteristics, to obtain synthetic regional information that can be used both by hydrologists and hydrogeologists in their particular context.

2. Presentation of the dataset

The French mainland territory hosts a wide diversity of climatic and geological contexts, which induces a large variety of hydrological and hydrogeological configurations and behaviours, as shown in figure 1. The largest aquifers are located in two major sedimentary basins, the Paris basin and the Aquitaine basin, which host piles of secondary and tertiary formations. The Paris basin Late Cretaceous chalk aquifer and the tertiary limestone Beauce aquifer are among the largest ones in Europe, with major concerns about water use conflicts during droughts or groundwater-induced floods (Pinault et al.; 2005; Lalot et al.; 2015). On the outer parts of the Paris basin, smaller aquifers such as Perche Cenomanian sands and Vosges Triassic sandstones are also crucial resources for drinking water supply or biodiversity support in rivers. These regional sedimentary aquifers are generally monitored by a network of long-term piezometers. Alluvial plains also host relevant and monitored aquifers, such as the Alsace alluvium or the Bresse graben gravels. Finally, regions in which the geology is dominated by metamorphic and plutonic formations, such as Britanny, host small local aquifers in fractured bedrock, some of which are monitored and can therefore be taken into account for the present study.

Data were taken from two national databases managed by the *Ministère de la Transition Écologique* (MTE): Banque Hydro (Leleu et al.; 2014; Brigode et al.; 2020; Delaigue et al.; 2021) for streamflow and ADES (Chery and Cattan; 2003; Chery et al.; 2008; BRGM; 2021) for groundwater level. Thousands of measurement points are available in these databases, with significant differences in data quality and time extent: an initial selection was made to eliminate points with less than 20 years of available data and affected by anthropic influence, such as dams or major withdrawals for catchments and known significant pumping for piezometers – modelling the influence of human activities on catchments is outside the scope of the present study. Catchments in which more than 10% of precipitations fall as snow were also discarded, to avoid taking into account the memory effect of the snow cover.

After this first selection, catchment/piezometer pairs were created. First, each

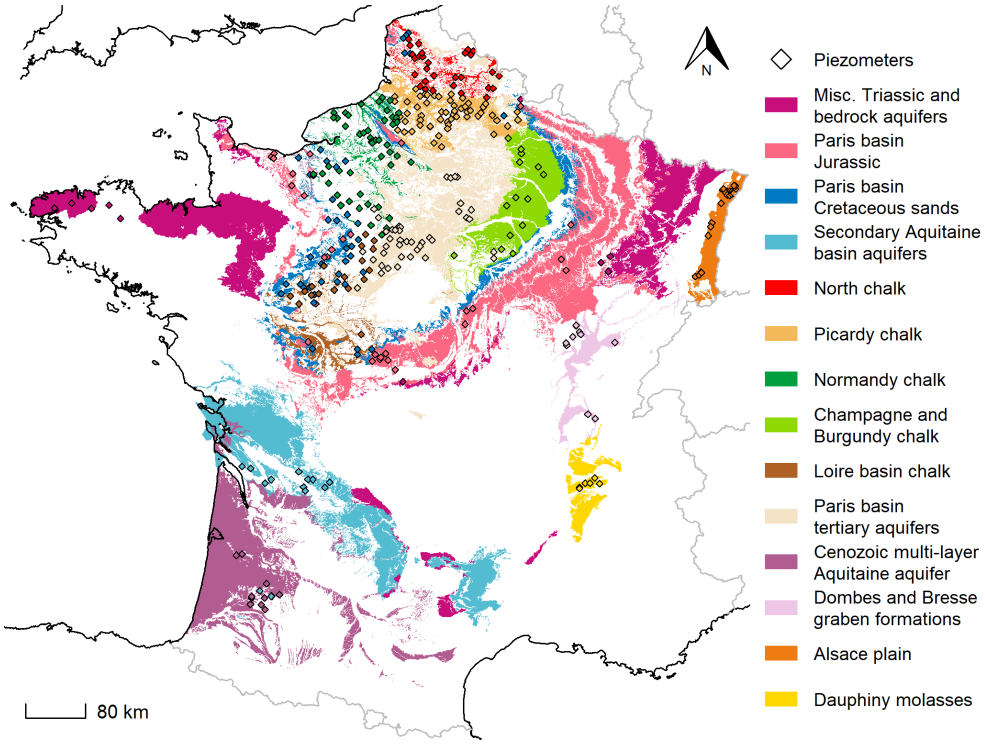


Figure 1. The 14 groups of catchment/piezometers pairs with the spatial extents of associated aquifers, according to the BDLISA (Brugeron et al.; 2018) national reference map. Only formations regarded as permeable by BDLISA are shown, which can hide some local aquifer formations, especially bedrock formations.

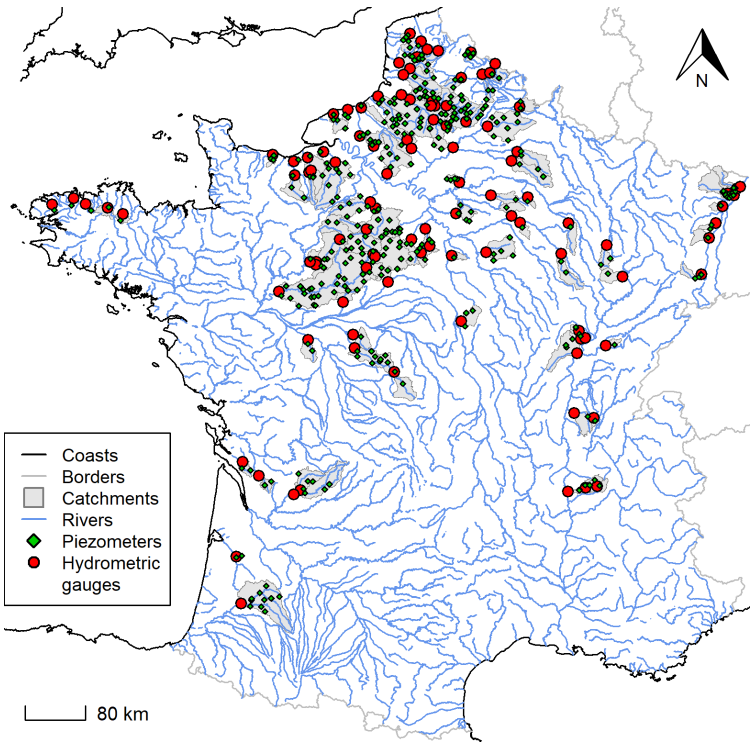


Figure 2. Map of database points: 107 catchments and hydrometric gauges and 355 piezometers.

piezometer was assigned to a formation of the French national hydrogeological reference database, BDLISA (Brugeron et al.; 2018). Then, for each catchment, only piezometers whose hydrogeological formation is outcropping within the catchment borders were selected. Along with the criterion of 20 years of available data with less than 10% of missing points, a contemporaneity criterion was added: streamflow and groundwater level time series must have at least 10 years in common of available data, with less than 10% of missing points. Streamflow data are available at daily time step and groundwater level are available with variable time steps – daily, 10 days or monthly; for the study, all data were aggregated at monthly time steps.

Figure 2 shows the resulting dataset, comprising 107 catchments and 355 piezometers throughout the French territory, with a higher concentration in the Paris basin due to data availability. Each catchment is associated with 1 to 50 piezometers and one piezometer can be associated with 1 to 5 catchments, which results in 456 catchment/piezometer pairs to be evaluated. In a given catchment, several piezometers can monitor the same aquifer – the most relevant piezometer to represent this aquifer must be selected – or different aquifers – the question is, in this case, more about which aquifer is relevant for hydrological modelling in this catchment. Similarly, the same piezometer can be paired with several catchments, because of nested catchments or because they are located on a watershed.

In order to reach regionally relevant conclusions, 14 groups of catchment/piezometers pairs were created, with homogeneous geological characteristics. Aggregated formations of BDLISA were used as grouping factors, but larger groups had to be created to avoid groups that are too small. In particular, Triassic and bedrock formations, despite having major differences in geological characteristics, were merged as a miscellaneous group of old rocks aquifers. The chalk aquifer of the Paris basin, which represents the majority of catchment/piezometer pairs due to the exceptional availability of monitoring data on its outcropping area, was split into 5 regional groups with homogeneous geological descriptors. The resulting groups are shown in figure 1.

3. Methods

To assess the relationship between streamflow and groundwater level time series from the perspective of drought and flood events, we studied the correlation between yearly indicators of extreme events. We used the annual statistics $QMNA$ and $zMNA$ for droughts and $QMXA$ and $zMXA$ for floods (Allier et al.; 2019). $QMNA$ is defined, for every year, as the minimum value of monthly means of streamflow; $zMNA$ is the same indicator for groundwater level. $QMXA$ and $zMXA$ represent the maximum values of respective monthly means of the same time series. These statistics are preferred to the yearly minima or maxima of daily values because they are representative of the long-term dynamics of the time series, more than an isolated high-flow or low-flow event. Furthermore, the monthly aggregation makes the indicators less likely to highlight mistaken measurements or abnormal data. As control indicators, yearly mean

streamflow Q_m and groundwater level z_m were also computed.

However, the calendar year is not the most adapted cut for computing these yearly indicators. Indeed, December and January can host both the end of the drought season and the start of the flood season – see, e.g. January 2018 with both a decadal flood event in the Seine basin and a persisting drought in the upper Loire basin (MTE; 2018). To compute the flood indicators $QMXA$ and $zMXA$, the classic hydrological year from October 1st to September 30th was used (Linton; 1959), since very few flood events happen at the end of summer. For droughts, a symmetrical *dry* hydrological year was used, from April 1st to March 31st, with the corresponding statement: most French rivers have above-average flows at the end of winter. Yearly means Q_m and z_m were computed using calendar years.

After computing these yearly extrema indicators, a correlation study was performed: are low and high groundwater levels correlated, respectively, with low and high streamflow? To assess this, for each catchment/piezometer pair, three values of Spearman correlation (Spearman; 1907) were computed: between $QMNA$ and $zMNA$, between $QMXA$ and $zMXA$ and between Q_m and z_m. These values were then grouped into the 14 groups of piezometers described in section 2 to perform a regional analysis. Spearman correlation was preferred to other computations, such as Pearson correlation, since the groundwater level– streamflow relationship is generally non-linear (Eltahir and Yeh; 1999). To produce maps, for piezometers that are used in several catchments, the maximum value of each indicator was taken among the corresponding catchment/piezometer pairs.

4. Results and discussion

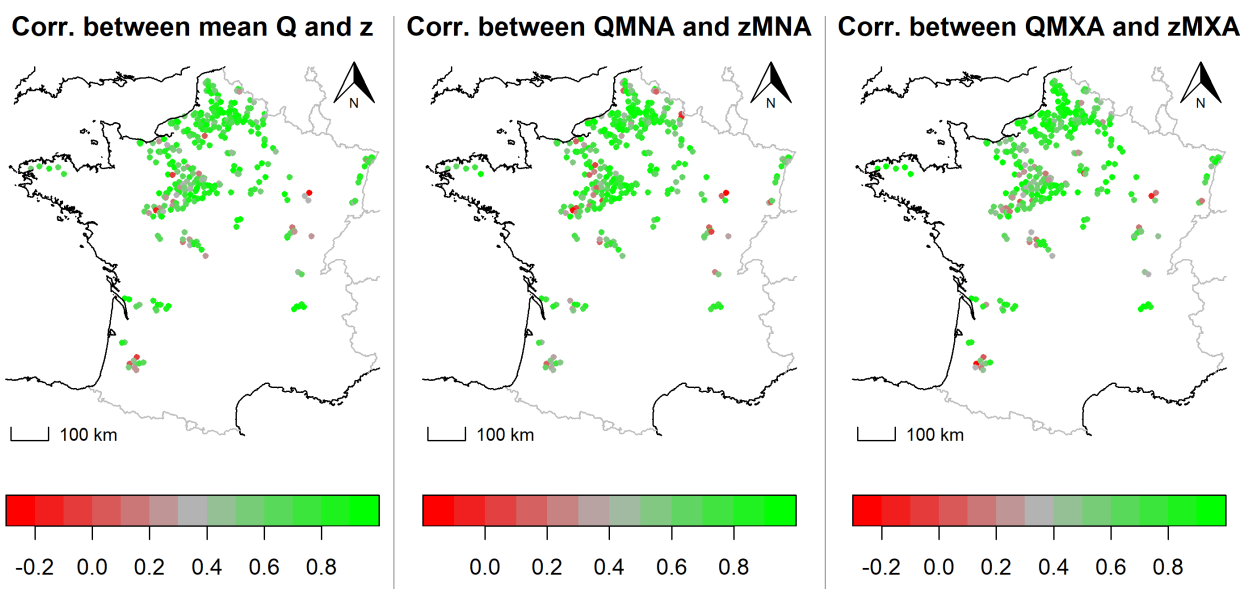


Figure 3. Maps of the resulting correlations between droughts, floods and average statistics of streamflow and groundwater level, shown at piezometer locations. For piezometers compared to several catchments, the maximum correlation was conserved.

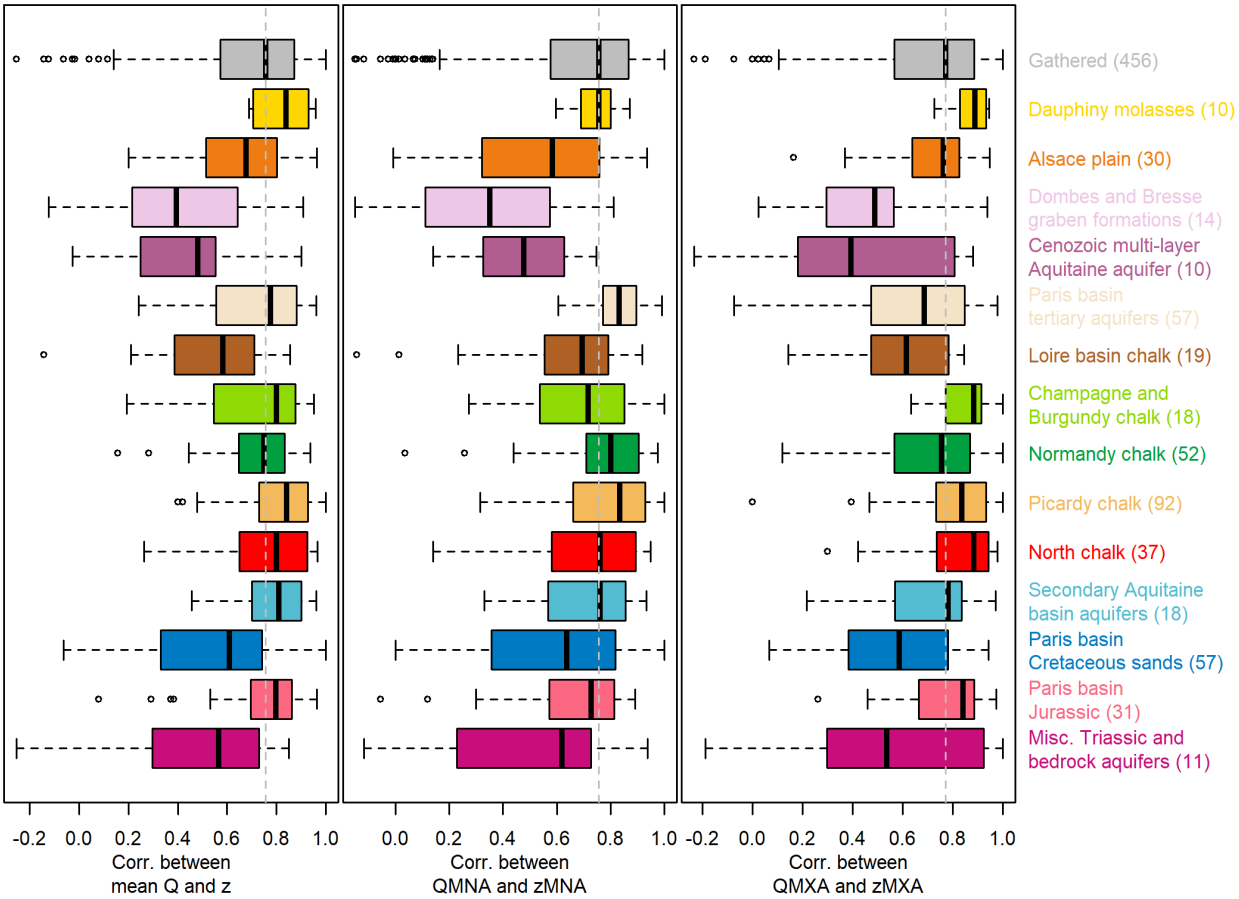


Figure 4. Resulting correlations arranged according to geological and regional group of piezometers. Colours correspond to those used in figure 1. The grey dashed vertical line represents the median of the ensemble, visible in the *gathered* group on the top.

The geographical distribution of results can be seen in figure 3. It appears that most of the correlation values are high, above 0.7. The correlation between mean streamflow and mean groundwater level is, in most cases, higher than the extrema correlations. Several regions host the lowest values: in the western part of the Paris basin, several points show negative correlations for means and droughts, but not for floods. Low values can be also observed in the Saone basin, in the upper Meuse catchment and in the Aquitaine basin. All these regions present a large variability in the correlation between points, which is caused by the overlap of several aquifers monitored by different piezometers: this highlights the necessity of taking into account the geological context and the various properties of the aquifers present in the catchment. In other words, the geographical distribution of the results does not highlight any clear regionally variable trend that could be extended to other neighbouring piezometers or catchments.

This is why the analysis of the geologically homogeneous groups, shown in figure 4, appears to be more relevant to reaching a more general conclusion. First, the ensemble distribution depicted in grey on the top of the plot shows that the correlation distributions are wide and similar for the three indicators. More than three out of four catchment/piezometer pairs have a correlation above 0.5, with a median of approx.

0.75, while several values below 0 are observed for each indicator distribution. The 14 groups can be classified according to the typology below, in line with their correlation distribution: *high* if most values are above 0.8; *low* if most values are under 0.6; *uncertain* if the distribution is in-between or too wide to fit into these categories.

Groups with high correlations for droughts and floods: Dauphiny molasses and Picardy chalk;

Groups with high correlations for floods and uncertain behaviour for droughts: Alsace plain, Champagne and Burgundy chalk, North chalk, Paris basin Jurassic;

Groups with high correlations for droughts and uncertain behaviour for floods: Paris basin tertiary aquifers, Normandy chalk, Secondary Aquitaine basin aquifers;

Group with low correlations for droughts and floods: Dombes and Bresse graben gravels;

Groups with uncertain behaviour for both floods and droughts: Paris basin Cretaceous sands, Triassic and bedrock aquifers, Cenozoic multi-layer Aquitaine aquifer, Loire basin chalk.

These group results can be linked to certain already known properties of aquifers. In particular, the large Paris basin chalk aquifer is known to be far from homogeneous for its permeability or karstification (Roux and Martin; 2006): the group analysis highlights this diversity with very different behaviours between the Loire basin and Picardy, for instance. Most of the Dombes and Bresse graben gravels are often covered by less permeable formations, such as silts – see the cartography in Brugeron et al. (2018) – which limits their interactions with rivers, especially in small catchments like the ones studied in the database. The Dauphiny molasses aquifer has an exceptionally high permeability (Dubar et al.; 1994), which makes it reach the highest correlation values of the groups studied. The Paris basin Jurassic aquifers are mostly karstified in their outcropping areas (Nicod; 1995), with a quick response to flood events and little ability to store water and support low flows, which explains their better correlation with floods. The Beauce aquifer, which represents the majority of points in the Paris basin tertiary group, has a known role in supporting low flows (Monteil; 2011), which explains the exceptionally high correlation observed for drought indicators, but a more ambiguous role for floods, with a broader distribution correlation for $QMXA$ and $zMXA$.

Despite being based on the aquifer division and categorisation in the BDLISA database (Brugeron et al.; 2018), the group classification used in the present study is imperfect, since the group choice was influenced by data availability. It is clear that groups with a too-wide diversity of geological contexts, such as the two Aquitaine basin groups or the miscellaneous Triassic and bedrock aquifers, have the widest distributions of correlation values. No clear trend can be highlighted for these groups, while for more

homogeneous ones – such as the regional chalk groups – less equivocal conclusions can be drawn. Data availability also has an influence on the correlation values: even though the dataset creation criterion of 10 years of contemporaneous data between streamflow and groundwater level, cited in section 2, avoids computing correlations on a too-small number of points, higher values of Spearman correlations are more likely to be reached on 10 points than on longer time series. But this does not seem to be a systematic bias in our analysis, since regions that have been monitored for a long time – Beauce, Burgundy chalk – reach higher correlation values than regions for which data are scarcer – such as the Aquitaine basin or the Bresse graben.

To study its spatial variations, we assumed the river–aquifer relationship to be constant through time. However, this connection is also dependent on local contexts, such as the nature of the river streambed and the related hydrodynamical parameters (Baratelli et al.; 2016). Even though we deal with relatively small time extents – in the majority of cases, correlations are computed on less than 20 years – a particular flood or drought event can modify the riverbed properties and, therefore, have an influence on the river–aquifer relationship. The present results can be considered valid as long as no exceptional morphogenic event, likely to break the stationarity hypothesis, is observed in the catchment.

5. Conclusion

In this article, we used a national database of streamflow and groundwater level data to assess the relationship between these two physical quantities, through a correlation study between yearly extrema indicators. Results show that in most cases, the intensity of groundwater level events is well correlated with the magnitude of droughts and floods, with large spatial heterogeneity. Subgroup analysis according to the geological context shows clearer patterns: some regional-scale aquifers have a univocal response to both low-flow and high-flow events, while others respond only to one type of event, and some do not seem to follow a trajectory that can be linked to streamflow events.

Although it is very simple, without any modelling hypothesis, the analysis provides indications as to whether groundwater level data are likely to add useful information to a hydrological model, using a relatively small number of data. Indeed, the implementation of a coupled river/groundwater modelling is generally a complex and substantial task and this kind of prior analysis helps in assessing the relevance of such an establishment for operational modelling purposes, such as flood and drought forecasting. For instance, the remarkable correlation between low groundwater levels and hydrological drought events in the Beauce region and its tertiary aquifer shows the necessity of including in a model the underground component of the water cycle – see, e.g. Flipo et al. (2012) for an example of coupled modelling. Another interesting case is the chalk aquifer, because of the spatial variability of its behaviour – it was identified as the main habitat of *hydrological monsters* (Le Moine and Andréassian; 2008), i.e. catchments in which streamflow is particularly difficult to simulate and forecast for hydrological

models. The chalk area may also benefit from modelling approaches using groundwater level information, but not in all regions. It is also noteworthy that several aquifers, despite being of major importance for regional water resources, exhibit equivocal relationships with surface water – for instance Cenomanian Perche sands and Vosges Triassic sandstones.

The database and data gathering represents the largest part of the present work and we intend to share it as openly as possible to facilitate more thorough analyses. In particular, the correlation computation of yearly indicators hides the lag between groundwater level and streamflow extrema. Preliminary results that are not detailed here show that most piezometers are late with respect to streamflow, i.e. droughts and floods happen before low and high groundwater levels. The database may also be used to conduct a large sample evaluation of groundwater/river coupled modelling approaches, in order to develop generalisable tools for operational hydrological simulations and forecasts.

References

Abboud, J., Ryan, M. and Osborn, G. (2018). Groundwater flooding in a river-connected alluvial aquifer, *Journal of Flood Risk Management* **11**(4): e12334.

Allier, D., Buscarlet, E., Manceau, J.-C., Klinka, T. and Marly, X. (2019). Sécheresse hydrogéologique : mise en place d'indicateurs piézométriques adaptés à la dynamique des eaux souterraines, *Sécheresses, étiages et déficits en eau*, Paris, France.
URL: *https://hal-brgm.archives-ouvertes.fr/hal-02337510*

Anderson, T. T., Bestland, E. A., Wallis, I., Kretschmer, P. J. C., Soloninka, L., Banks, E. W., Werner, A. D., Cendón, D. I., Pichler, M. M. and Guan, H. (2021). Catchment-scale groundwater-flow and recharge paradox revealed from base flow analysis during the australian millennium drought (mt lofty ranges, south australia), *Hydrogeology Journal* **29**(3): 963–983.

Baratelli, F., Flipo, N. and Moatar, F. (2016). Estimation of stream-aquifer exchanges at regional scale using a distributed model: Sensitivity to in-stream water level fluctuations, riverbed elevation and roughness, *Journal of Hydrology* **542**: 686–703.
URL: *https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.041*

Barthel, R. and Banzhaf, S. (2015). Groundwater and surface water interaction at the regional-scale – a review with focus on regional integrated models, *Water Resources Management* **30**(1): 1–32.

Bloomfield, J. P., Marchant, B. P., Bricker, S. H. and Morgan, R. B. (2015). Regional analysis of groundwater droughts using hydrograph classification, *Hydrology and Earth System Sciences* **19**(10): 4327–4344.

BRGM (2021). Ades: portail national d'accès aux données sur les eaux souterraines.
URL: *https://ades.eaufrance.fr/*

Brigode, P., Génot, B., Lobligeois, F. and Delaigue, O. (2020). Summary sheets of watershed-scale hydroclimatic observed data for france.
URL: *https://data.inra.fr/citation?persistentId=doi:10.15454/UV01P1*

Brugeron, A., Paroissien, J. and Tillier, L. (2018). Référentiel hydrogéologique bdlisa version 2 : Principes de construction et évolutions, *Rapport final RP-67489-FR*, BRGM.
URL: *http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-67489-FR.pdf*

Carlier, C., Wirth, S. B., Cochand, F., Hunkeler, D. and Brunner, P. (2018). Geology controls streamflow dynamics, *Journal of Hydrology* **566**: 756–769.

Chery, L. and Cattan, A. (2003). ADES : la banque de données nationale sur les eaux souterraines, *La Houille Blanche* **89**(2): 115–119.

Chery, L., Martin, A. and Legrand, H. (2008). Les systèmes de diffusion nationaux de données: exemple du portail ades, *Techniques sciences méthodes* **1**(2): 85–92.

Chinnasamy, P. (2016). Depleting groundwater – an opportunity for flood storage? a case study from part of the ganges river basin, india, *Hydrology Research* **48**(2): 431–441.

Delaigue, O., Génot, B., Lebecherel, L., Brigode, P. and Bourgin, P.-Y. (2021). Base de données hydroclimatiques observées à l'échelle de la france, INRAE, UR HYCAR.
URL: *https://webgr.inrae.fr/base-de-donnees*

Dubar, C., Fournier, I., Berthier, M., Beguin, D., Coulet, G., Fiquet, M. and Rieux, J. (1994). Synthèse hydrologique du bassin de Bièvre-Valloire – phase 1, *Report RN-01678-FR*, Bureau de recherches géologiques et minières.
URL: *http://ficheinfoterre.brgm.fr/document/RN-01678-FR*

Eltahir, E. A. B. and Yeh, P. J.-F. (1999). On the asymmetric response of aquifer water level to floods and droughts in illinois, *Water Resources Research* **35**(4): 1199–1217.

Flipo, N., Monteil, C., Poulin, M., de Fouquet, C. and Krimissa, M. (2012). Hybrid fitting of a hydrosystem model: Long-term insight into the Beauce aquifer functioning (france), *Water Resources Research* **48**(5).

Guérin, A., Devauchelle, O., Robert, V., Kitou, T., Dessert, C., Quiquerez, A., Allemand, P. and Lajeunesse, E. (2019). Stream-discharge surges generated by groundwater flow, *Geophysical Research Letters* **46**(13): 7447–7455.

Hayashi, M. (2020). Alpine hydrogeology: The critical role of groundwater in sourcing the headwaters of the world, *Groundwater* **58**(4): 498–510.

Kirchner, J. W. (2003). A double paradox in catchment hydrology and geochemistry, *Hydrological Processes* **17**(4): 871–874.

Käser, D. and Hunkeler, D. (2016). Contribution of alluvial groundwater to the outflow of mountainous catchments, *Water Resources Research* **52**(2): 680–697.

Lalot, E., Curie, F., Wawrzyniak, V., Baratelli, F., Schomburgk, S., Flipo, N., Piegay, H. and Moatar, F. (2015). Quantification of the contribution of the Beauce groundwater

aquifer to the discharge of the loire river using thermal infrared satellite imaging, *Hydrology and Earth System Sciences* **19**(11): 4479–4492.

Le Moine, N. and Andréassian, V. (2008). When hydrological monstrosity stems from a bad initialization of rainfall-runoff simulations, *The Court of Miracles of hydrology*, Cemagref.
URL: *https://fresno.cemagref.fr/hydro-miracles/Download/POSTER_LEMOINE.pdf*

Leleu, I., Tonnelier, I., Puechberty, R., Gouin, P., Viquendi, I., Cobos, L., Foray, A., Baillon, M. and Ndima, P.-O. (2014). La refonte du système d'information national pour la gestion et la mise à disposition des données hydrométriques, *La Houille Blanche* **100**(1): 25–32.
URL: *http://hydro.eaufrance.fr/*

Linton, D. L. (1959). River flow in great britain, 1955–56, *Nature* **183**(4663): 714–716.

Lo, M.-H. and Famiglietti, J. S. (2010). Effect of water table dynamics on land surface hydrologic memory, *Journal of Geophysical Research* **115**(D22).

Monteil, C. (2011). *Estimation de la contribution des principaux aquifères du bassin versant de la Loire au fonctionnement hydrologique du fleuve à l'étiage*, PhD thesis, École Nationale Supérieure des Mines de Paris.

MTE (2018). Bulletin national de situation hydrologique du 15 janvier 2018, *Technical report*, Agence Française pour la Biodiversité - Système d'Information sur l'eau.
URL: *http://www.eaufrance.fr/docs/bsh/2018/01*

Négrel, P. and Petelet-Giraud, E. (2005). Strontium isotopes as tracers of groundwater-induced floods: the somme case study (france), *Journal of Hydrology* **305**(1-4): 99–119.

Nicod, J. (1995). Carte géomorphologique des karsts de france. notice d'une maquette au 1/3 000 000 environ, *Karstologia* **25**(1): 21–34.

Pinault, J.-L., Amraoui, N. and Golaz, C. (2005). Groundwater-induced flooding in macropore-dominated hydrological system in the context of climate changes, *Water Resources Research* **41**(5).

Pointet, T., Amraoui, N., Golaz, C., Mardhel, V., Negrel, P., Pennequin, D. and Pinault, J.-L. (2003). La contribution des eaux souterraines aux crues exceptionnelles de la somme en 2001 observations, hypothèses, modélisation, *La Houille Blanche* **89**(6): 112–122.

Roux, J.-C. and Martin, Y. (2006). *Aquifères et eaux souterraines en France*, BRGM, Orléans.

Seneviratne, S., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C., Kanae, S., Kossin, J., Luo, Y., Marengo, J., McInnes, K., Rahimi, M. et al. (2012). Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. a special report of working groups i and ii of the intergovernmental panel on climate change (ipcc), *Technical report*, Intergovernmental Panel on Climate Change.

Soulsby, C., Tetzlaff, D., Rodgers, P., Dunn, S. and Waldron, S. (2006). Runoff processes, stream water residence times and controlling landscape characteristics in a mesoscale catchment: An initial evaluation, *Journal of Hydrology* **325**(1): 197–221.

Spearman, C. (1907). Demonstration of formulae for true measurement of correlation, *The American Journal of Psychology* **18**(2): 161.

Tague, C. and Grant, G. E. (2009). Groundwater dynamics mediate low-flow response to global warming in snow-dominated alpine regions, *Water Resources Research* **45**(7).

Tobin, B. W. and Schwartz, B. F. (2020). Quantifying the role of karstic groundwater in a snowmelt-dominated hydrologic system, *Hydrological Processes* **34**(16): 3439–3447.

Van Loon, A. F. (2015). Hydrological drought explained, *WIREs Water* **2**(4): 359–392.

Wirth, S. B., Carlier, C., Cochand, F., Hunkeler, D. and Brunner, P. (2020). Lithological and tectonic control on groundwater contribution to stream discharge during low-flow conditions, *Water* **12**(3).

Wittenberg, H., Aksoy, H. and Miegel, K. (2019). Fast response of groundwater to heavy rainfall, *Journal of Hydrology* **571**: 837–842.
URL: *https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.02.037*

Wossenyeleh, B. K., Worku, K. A., Verbeiren, B. and Huysmans, M. (2021). Drought propagation and its impact on groundwater hydrology of wetlands: a case study on the doode bemde nature reserve (belgium), *Natural Hazards and Earth System Sciences* **21**(1): 39–51.

4.3 Des statistiques annuelles à un modèle explicite de mémoire

Cette première étude de statistiques annuelles sur l'échantillon restreint de bassins versants a permis de mettre en lumière une bonne corrélation globale entre les niveaux piézométriques et les débits, selon trois indicateurs considérés : les statistiques annuelles d'étiage et de crue et les valeurs moyennes annuelles. Cette corrélation varie cependant selon la région et l'aquifère considéré. L'étude identifie ainsi la nappe d'Alsace, les molasses du Dauphiné, la craie de l'est et nord du bassin parisien et les calcaires jurassiques de ce même bassin comme des aquifères qui réagissent simultanément aux pics de crues des cours d'eau ; les calcaires de Beauce, la craie de Normandie et de Picardie, les calcaires secondaires du bassin aquitain et les molasses du Dauphiné comme ceux qui réagissent aux étiages. Dans l'optique de l'amélioration d'un modèle hydrologique, on sait alors dans quelle région l'utilisation de données piézométriques est susceptible d'apporter le plus d'information utile au modèle. On sait aussi dans quelle région cet apport sera sans doute vain : les sables du Crétacé du bassin parisien, les grès du Trias, les aquifères de socle, la craie du bassin de la Loire et les aquifères récents du bassin aquitain. Bien sûr, la petite taille des échantillons de bassins dans ces régions ne permet pas de les écarter de façon irrévocable, mais l'étude donne un indice sur la nature de la connexion entre la nappe et le cours d'eau.

Il n'est pas question ici d'inférer une relation de causalité de cette corrélation, puisque la variable causale ici est l'aléa climatique : c'est parce qu'il y a un déficit de précipitations que le niveau piézométrique et le débit décroissent, simultanément ou non. En revanche, la première étude a permis de valider la similitude de l'alimentation de l'aquifère et du bassin versant : autrement dit, ce sont deux systèmes soumis à la même entrée qui y réagissent, différemment ou non. Pour évaluer cette différence de réaction, il nous faut mettre en œuvre un modèle explicite de mémoire, qui utilise les données climatiques en entrée. Le premier cas d'étude, présenté dans la section suivante, est le bassin de l'Huisne, intéressant car on y trouve trois grands aquifères différents : les calcaires de Beauce, la craie de Touraine et les sables du Perche. La méthode est ensuite étendue à l'ensemble de l'échantillon restreint de bassins versants, afin de comparer la mémoire des eaux de surface et des eaux souterraines à large échelle.

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

Cette section est un article publié dans *La Houille Blanche* le 28 juillet 2020 : A. Pelletier et al. (2020a).

La Houille Blanche 2020, 3, 30–37
© SHF, 2020
https://doi.org/10.1051/lhb/2020032

Disponible en ligne :
www.shf-lhb.org

ARTICLE DE RECHERCHE / RESEARCH ARTICLE

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

Antoine Pelletier[1,*] et Vazken Andréassian[2]

[1] École des Ponts ParisTech / Université Paris-Saclay, INRAE – UR HYCAR, Antony, France
[2] Université Paris-Saclay, INRAE – UR HYCAR, Antony, France

Reçu le 8 avril 2020 / Accepté le 10 juillet 2020

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

Mots clés : relation surface-souterrain / compartimentation du cycle de l'eau / dynamiques temporelles

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

Keywords: groundwater-surface relationship / water cycle decomposition / temporal dynamics

1 Introduction

Alors que les épisodes de crues sont généralement dominés par des dynamiques saisonnières, voire infra-saisonnières, les sécheresses et les épisodes d'étiage qui les accompagnent sont par essence des phénomènes longs, reposant sur des échelles de temps annuelles ou pluriannuelles. Bien souvent, c'est la suite de plusieurs années sèches qui, dans les grands bassins versants, est à l'origine de débits observés historiquement bas : l'étiage exceptionnel de la Seine de 1974 fait suite à trois années (1971, 1972 et 1973) largement déficitaires en

*Correspondance : antoine.pelletier@inrae.fr

précipitations, alors que l'année 1974 a connu une pluviométrie supérieure à la normale. À l'inverse, la sécheresse de l'année 2015 dans le bassin de la Seine, avec une pluviométrie inférieure de 15 % à la normale, n'a pas donné lieu à un étiage très sévère : les trois années précédentes étaient excédentaires en précipitations.

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

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

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

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

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

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

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

Nous proposons dans cet article la mise en œuvre d'une méthode conceptuelle de décomposition, qui a fait l'objet d'un article détaillé (Pelletier et Andréassian, 2020), basée sur le

filtrage du débit par un réservoir conceptuel et la corrélation du débit de base obtenu avec des précipitations cumulées sur de longues périodes. C'est à partir de l'idée d'un réservoir quadratique mis à jour (Wittenberg et Sivapalan, 1999) que nous avons développé cette méthode. Les résultats de cette méthode mise en œuvre sur le bassin de l'Huisne sont ensuite comparés à ceux d'une analyse linéaire de la relation entre piézométrie et précipitations efficaces.

Cet article est organisé comme suit : la section 2 détaille la méthodologie de l'analyse mise en place : méthode conceptuelle de séparation d'hydrogramme et analyse linéaire de la piézométrie ; la section 3 présente les données utilisées dans une étude de cas d'un bassin versant français, celui de l'Huisne ; la section 4 présente les résultats de cette étude de cas.

2 Méthodes d'estimation de la mémoire

2.1 Méthode conceptuelle de séparation d'hydrogramme

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

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

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

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

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

$$R(t) = \frac{V(t)^2}{S.\Delta t}. \tag{2}$$

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

$$V_{t+\Delta t} = \frac{V_t + \beta Q_t.\Delta t}{1 + \frac{V_t + \beta Q_t.\Delta t}{S}}. \tag{3}$$

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

$$R_t = \beta Q_t - \frac{V_{t+\Delta t} - V_t}{\Delta t}. \tag{4}$$

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

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

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

$$\beta = BFI(\beta, S). \tag{6}$$

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

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

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

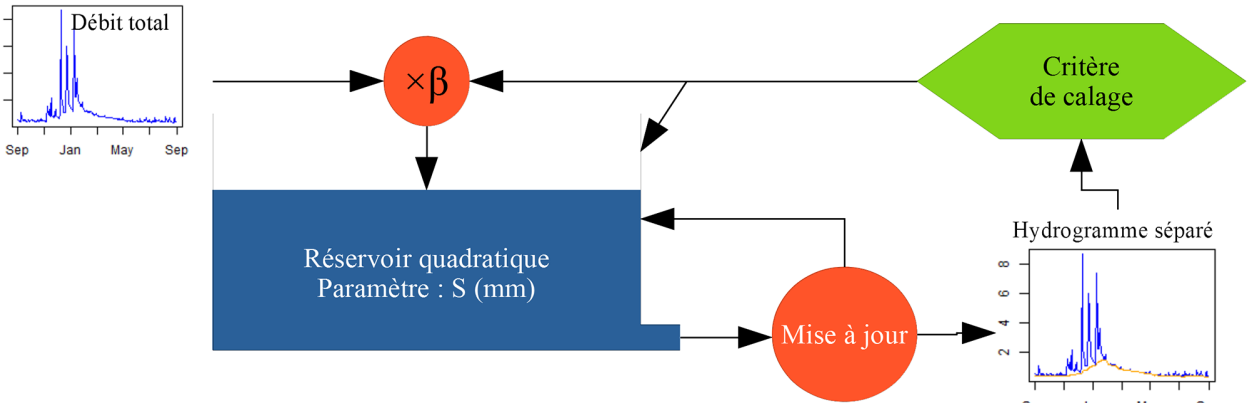


Fig. 1. Principe de la méthode de séparation d'hydrogramme.

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

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

2.2 Régression linéaire entre piézométrie et précipitations efficaces

La méthode développée ci-avant permet d'obtenir une évaluation de l'effet mémoire à partir de données de surface, sans aucune considération hydrogéologique. Nous avons souhaité comparer ses résultats avec une évaluation simple de la mémoire de l'aquifère relié au cours d'eau, au moyen d'une régression linéaire de l'anomalie piézométrique annuelle avec les anomalies de précipitations annuelles précédentes. Si l'on note *z(t)* la piézométrie à l'année *t*, *z* la moyenne de *z(t)*, $P_{eff}(t)$ la pluviométrie efficace à l'année *t* et P_{eff} la pluviométrie efficace moyenne interannuelle, la régression est donnée par l'équation (9) :

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

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

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

2.3 Mise en œuvre des deux méthodes

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

3 Données utilisées

3.1 Présentation du bassin de l'Huisne

L'Huisne est un affluent en rive gauche de la Sarthe, situé donc dans le bassin de la Loire. À sa confluence, son bassin versant est de 2400 km^2 et sa longueur est de 164 km. Quatre stations hydrométriques de son bassin versant ont été retenues pour cette étude : trois sur le cours de l'Huisne et une sur l'un de ses petits affluents, la Rhône. À la station de Monfort-le-Gesnois (la plus en aval), le débit moyen interannuel est 13,1 m^3/s, ce qui donne une lame d'eau annuelle de 213 mm : l'Huisne est donc un cours d'eau peu abondant. Le tableau 1 résume les caractéristiques géographiques et hydrologiques des bassins.

Le bassin de l'Huisne est pertinent pour une étude de la mémoire de bassin versant car la majorité de sa surface recouvre un aquifère crayeux ; une partie à l'amont est

Tableau 1. Caractéristiques des bassins versants pour les quatre stations hydrométriques. La part de surface sise sur des formations perméables a été calculée à partir de la carte de Margat (1980).

Station	Surface du bassin (km^2)	Lame d'eau (mm/an)	Module (m3/s)	Part de surface sise sur des formations perméables
Huisne à Montfort-le-Gesnois	1890	214	12,8	0,83
Rhône à Nogent-le-Rotrou	79,0	221	0,55	0,59
Huisne à Nogent-le-Rotrou	827	232	6,08	0,95
Huisne à Réveillon	78,8	226	0,56	0,86

cependant hors de l'influence de cet aquifère car sise sur des couches sédimentaires peu perméables en bordure des formations percheronnes. Les étiages abondants – le rapport QMNA5/module est de 79 % – suggèrent en outre un fort rôle de soutien d'étiage de l'aquifère.

3.2 Données utilisées

Les données de débits sont issues des stations hydrométriques de la banque Hydro (SCHAPI, 2015) ; les données climatiques (précipitations, température) sont issues de la réanalyse SIM produite par Météo France (Vidal *et al.*, 2010), découpée selon les contours du bassin versant pour chaque station hydrométrique. L'ensemble constitue la base Hydro-Safran hébergée et maintenue par INRAE (Delaigue *et al.*, 2020). Le procédé de séparation d'hydrogramme étant inapplicable avec des valeurs manquantes de débit, celles-ci ont été remplacées par des valeurs simulées par le modèle hydrologique global GR4J. Une plage de 20 ans de données de débits (1998-2018) a été utilisée pour cette étude.

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

4 Résultats

4.1 Séparation d'hydrogramme

Les résultats de la séparation d'hydrogramme sur les quatre stations du bassin de l'Huisne sont exposés dans le tableau 2 ci-dessous. Les valeurs de BFI trouvées sont plutôt hautes, ce qui suggère une contribution relativement importante des éléments lents du bassin, dont les aquifères ; il y a cependant des disparités entre les sous-bassins analysés. Le BFI est globalement une fonction croissante de la part de formations perméables dans le bassin : le bassin de la Rhône, qui ne comporte que 59 % de surface sur des formations aquifères (voir Tab. 1), a un BFI de 0,42, alors que l'Huisne à Nogent-le-Rotrou dont le bassin comporte 95 % de telles formations – sables du Perche et calcaires du Malm – a un BFI plus élevé de 0,56. Il est plus étonnant que la station aval de Montfort-le-Gesnois montre un BFI de 0,42, comme la Rhône, alors que la surface de son bassin est à 83 % sise sur des formations aquifères. Cependant, la nature de ces formations diffère : la partie aval du bassin est plus influencée par la craie sénoturonienne dont les caractéristiques diffèrent de celles des sables du Perche et des calcaires du Malm. L'analyse piézométrique confirme ces différences (voir Sect. 4.2).

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

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

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

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

4.2 Analyse piézométrique

Sept stations piézométriques, disposant de plus de 20 ans de données, ont été sélectionnées et les niveaux mesurés ont été agrégés au pas de temps annuel par la méthode du maximum des moyennes mensuelles. La pluie efficace utilisée pour la régression linéaire est celle du bassin versant de la station hydrométrique la plus en aval, à Montfort-le-Gesnois ; il s'agit d'une approximation assez grossière compte tenu du gradient de pluviométrie sur le bassin (d'environ 610 mm/an à l'aval contre 800 mm/an à l'amont), mais elle évite l'ajout de complexité supplémentaire au modèle. Les calculs réalisés justifient l'emploi d'une régression aux moindres carrés généralisés : en effet, le coefficient autorégressif des résidus calés par le modèle a été à chaque fois supérieur à 0,4 – ce qui correspond à une autocorrélation significative.

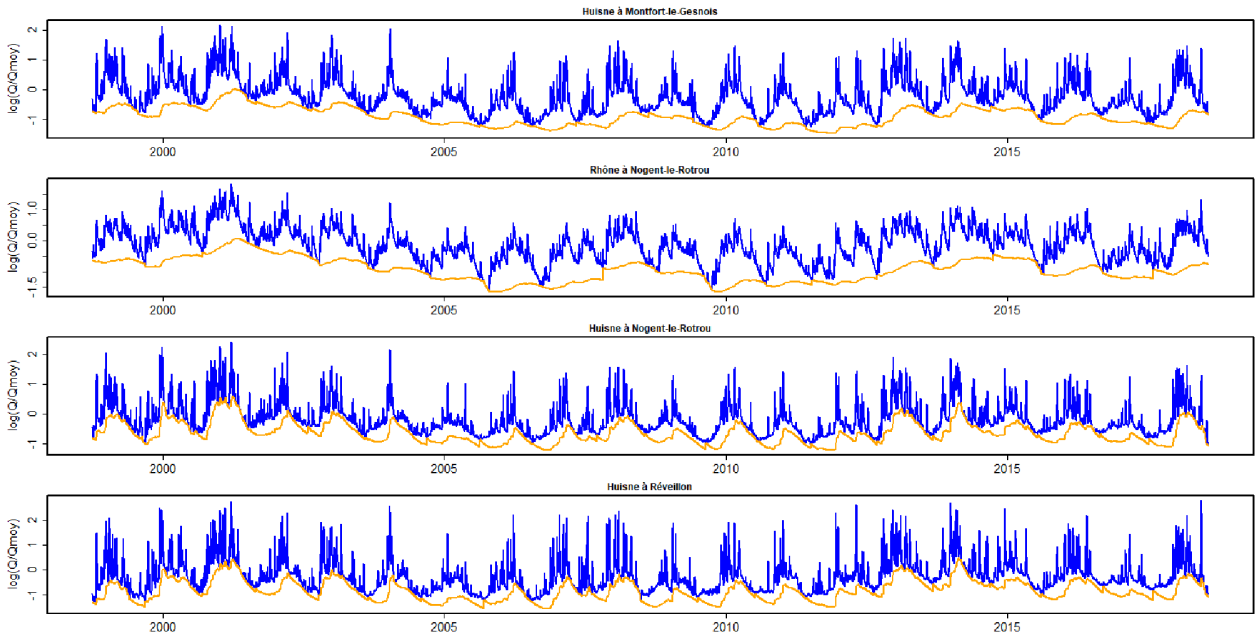


Fig. 2. Résultats de la séparation d'hydrogramme. Débit observé en bleu, débit de base en orange. L'ordonnée est en échelle logarithmique.

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

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

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

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

5 Conclusion

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

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

Une version améliorée des deux méthodes présentées ici permettrait donc de construire de façon automatique et systématique une information *a priori* sur le comportement

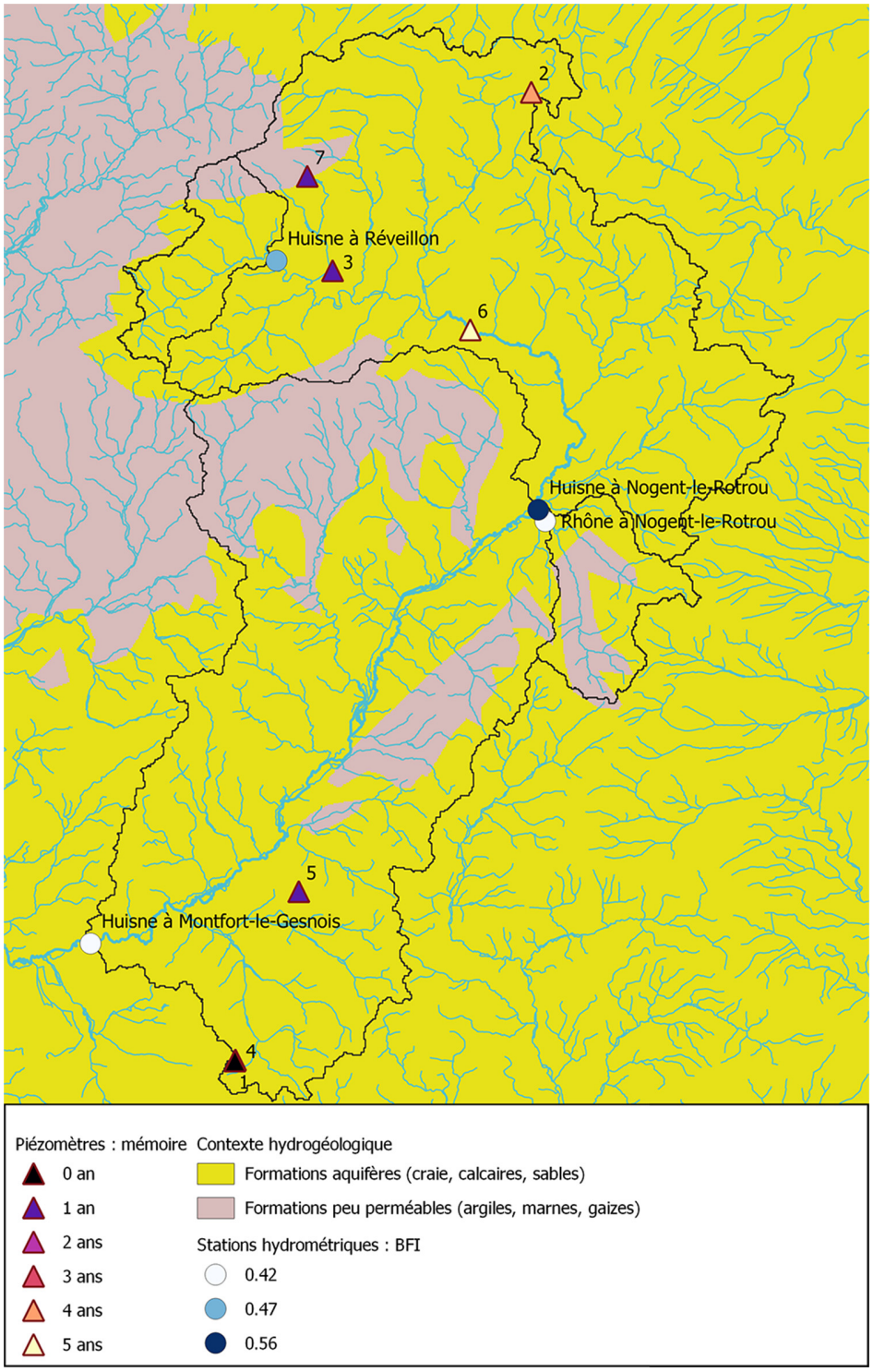


Fig. 3. Carte du bassin de l'Huisne. Contexte hydrogéologique et résultats de l'application des deux méthodes. Les numéros des piézomètres correspondent à ceux du tableau 3.

des bassins versants jaugés en étiage et en particulier sur la nécessité ou non de prendre en compte les dynamiques pluriannuelles dans un modèle de prévision. Une analyse plus approfondie de l'information piézométrique et de son apport dans l'estimation des réserves en eau d'un bassin versant en récession permettra d'envisager l'intégration de cette information dans les modèles hydrologiques de surface utilisés en prévision des étiages.

Remerciements. Nous remercions Olivier Delaigue (INRAE), Benoit Genot (INRAE) et Pierre Nicolle (Université Gustave Eiffel) pour l'aide qu'ils nous ont apportée dans ce travail, notamment pour l'utilisation des données hydroclimatiques. Nous remercions également Denis Merigoux (INRIA) et Olivier Delaigue pour leur assistance dans l'écriture et la mise en œuvre des codes de calcul. Nous souhaitons également remercier Jose Tunqui Neira (Sorbonne Université) pour son aide dans la revue bibliographique.

Références

Box GEP, Jenkins GM, Reinsel GC, Ljung GM. 2016. Time series analysis: Forecasting and control. Fifth edition. Hoboken, New Jersey: John Wiley & Sons, Inc.

Chen Z, Grasby SE, Osadetz KG. 2004. Relation between climate variability and groundwater levels in the upper carbonate aquifer, southern Manitoba, Canada. *J Hydrol* 290(1–2): 43–62.

Chery L, Cattan A. 2003. ADES : la banque de données nationale sur les eaux souterraines. *La Houille Blanche* 2: 115–119.

Coron L, Thirel G, Delaigue O, Perrin C, Andréassian V. 2017. The suite of lumped GR hydrological models in an R package. *Environ Modell Softw* 94: 166–171.

Coron L, Delaigue O, Thirel G, Perrin C, Michel C. 2020. airGR: Suite of GR Hydrological Models for Precipitation-Runoff Modelling. R package version 1.4.3.65. Available from https://doi.org/10.15454/EX11NA; https://CRAN.R-project.org/package=airGR.

Coutagne A. 1948. Les variations de débit en période non influencée par les précipitations – Le débit d'infiltration (corrélations fluviales internes) – 2e partie. *La Houille Blanche* 5: 416–436.

Delaigue O, Génot B, Bourgin P-Y, Brigode P, Lebecherel L. 2020. Base de données hydroclimatique à l'échelle de la France. Antony : IRSTEA, UR HYCAR, Équipe Hydrologie des bassins versants. Disponible sur : https://webgr.irstea.fr/base-de-donnees.

Duvert C, Jourde H, Raiber M, Cox ME. 2015. Correlation and spectral analyses to assess the response of a shallow aquifer to low and high frequency rainfall fluctuations. *J Hydrol* 527: 894–907.

El Janyani S, Massei N, Dupont J-P, Fournier M, Dörfliger N. 2012. Hydrological responses of the chalk aquifer to the regional climatic signal. *J Hydrol* 464–465: 485–493.

Gupta HV, Kling H, Yilmaz KK, Martinez GF. 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *J Hydrol* 377(1–2): 80–91.

Hrachowitz M, Soulsby C, Tetzlaff D, Dawson JJC, Malcolm IA. 2009. Regionalization of transit time estimates in montane catchments by integrating landscape controls. *Water Resour Res* 45(5).

Klabnik S, Nichols C. 2018. The Rust programming language. San Francisco: No Starch Press, Inc.

Margat J. 1980. Carte hydrogéologique de la France : systèmes aquifères. Orléans : BRGM.

Mezentsev V. 1955. Back to the computation of total evaporation (Ещё раз о расчете среднего суммарного испарения). *Meteorologia i Gidrologia* – Метеорология и Гидрология 5: 24–26.

Nash JE, Sutcliffe JV. 1970. River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. *J Hydrol* 10(3): 282–290.

Oudin L. 2004. Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global. Paris : ENGREF (AgroParisTech).

Pelletier A. 2020. Baseflow: Computes hydrograph separation. R package version 0.12.0. INRAE. Available from https://doi.org/10.15454/Z9IK5N.

Pelletier A, Andréassian V. 2020. Hydrograph separation: An impartial parametrisation for an imperfect method. *Hydrol Earth Syst Sci* 24(3): 1171–1187.

Pinder GF, Jones JF. 1969. Determination of the ground-water component of peak discharge from the chemistry of total runoff. *Water Resour Res* 5(2): 438–445.

Pinheiro J, Bates D, DebRoy S, Sarkar D. 2020. nlme: linear and nonlinear mixed effects models.

SCHAPI. 2015. Banque Hydro. Available from http://hydro.eaufrance.fr/ (consulté le 5 mars 2019).

Turc L. 1953. Le Bilan d'eau des sols : relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. Paris : Institut national de la recherche agronomique.

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(11): 1627–1644.

Wilson EM. 1990. Surface runoff. In: Wilson EM, ed. Engineering hydrology. London: Macmillan Education UK, pp. 111–149.

Wittenberg H, Sivapalan M. 1999. Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation. *J Hydrol* 219(1): 20–33.

Citation de l'article : Pelletier A, Andréassian V. 2020. Caractérisation de la mémoire des bassins versants par approche croisée entre piézométrie et séparation d'hydrogramme. *La Houille Blanche* : 30–37

4.5 Analyse sur l'ensemble de l'échantillon

4.5.1 Introduction

On peut tirer deux conclusions de cette première étude sur l'Huisne. D'une part, les deux indicateurs de mémoire des bassins versants développés ne sont pas équivalents, puisque l'un mesure l'intensité de la mémoire et l'autre sa durée dans le temps. D'autre part, les bassins à longue mémoire sont reliés à des aquifères à longue mémoire également. Le cas des sables du Perche est intéressant car c'est l'aquifère possédant la plus longue mémoire dans l'étude, mais il a été identifié comme peu corrélé aux événements extrêmes dans l'étude des statistiques annuelles. La mémoire de la craie et des calcaires du Malm, très karstifiés dans cette région et réagissant rapidement aux événements climatiques, est courte, mesurée à 1 an, ce qui ne l'empêcherait pas d'être intense : on peut donc faire l'hypothèse que la mémoire intense du bassin de l'Huisne, avec un BFI élevé à Nogent-le-Rotrou, est de courte durée dans le temps.

Une question est donc soulevée par cette première étude de cas sur le bassin de l'Huisne : la mémoire des aquifères est-elle plus courte, équivalente ou plus longue que celle des bassins versants ? Les aquifères sont réputés plus lents que les eaux de surface dans leur réaction aux événements climatiques : en faisant un parallèle avec la séparation d'hydrogramme, on peut alors dire que leur composante lente représente une plus grande partie du signal que pour le débit et donc que leur mémoire est plus intense que celle des eaux de surface. Mais cela n'augure en rien de la durée dans le temps de cette mémoire. C'est donc l'objet de cette seconde étude, qui utilise le même principe de régression linéaire que dans l'étude sur l'Huisne pour identifier la longueur de la mémoire des aquifères et des bassins versants.

4.5.2 Méthode

Les statistiques annuelles de débit et de piézométrie de l'échantillon restreint de bassins versants ont été utilisée s : débit moyen Q_{moy} et niveau piézométrique moyen z_{moy} d'une part ; $QMNA$ et $zMNA$ d'autre part. L'analyse exclut donc les statistiques de hautes eaux car cette thèse se concentre principalement sur les étiages. Selon une méthode semblable à celle utilisée par de Lavenne et al. (2021), une régression linéaire multivariée, expliquant cette statistique annuelle Y par les valeurs de l'année courante et des années précédentes d'une statistique climatique annuelle X, selon la relation de convolution de profondeur n, où les ω_k sont les coefficients de la régression :

$$Y_t = \sum_{k=0}^{n} \omega_k X_{t-k} \tag{4.1}$$

La variable Y est la statistique annuelle de débit ou de piézométrie considérée. Pour la variable explicative X, diverses options ont été considérées :

— P, la pluviométrie annuelle ;
— $P - ETP$, la différence entre la pluviométrie annuelle et l'évaporation potentielle ;
— P_{eff}, les précipitations efficaces annuelles calculées avec la formule de Turc–Mezentsev (Turc, 1953 ; Mezentsev, 1955) ;
— P/ETP, le quotient entre la pluviométrie et l'évaporation potentielle annuelle.

Les différents essais ont conduit à retenir cette dernière option, car c'est elle qui a permis d'atteindre les meilleurs ajustements du modèle aux données. La profondeur de la régression a été limitée à $n = 5$; des valeurs plus importantes causent de l'instabilité numérique dans l'ajustement du modèle. L'équation convolutive 4.1 s'écrit alors :

$$Y_t = \omega_0 \frac{P_t}{ETP_t} + \omega_1 \frac{P_{t-1}}{ETP_{t-1}} + \cdots + \omega_5 \frac{P_{t-5}}{ETP_{t-5}} \tag{4.2}$$

De plus, pour réduire le nombre de paramètres libres à caler, les coefficients ω_i suivent une distribution gamma (Verzelen et al., 2018), déterminée par deux paramètres et un coefficient multiplicatif, ce qui donne trois paramètres à caler pour le modèle convolutif. On peut alors établir un indicateur de longueur de la mémoire en calculant la médiane de cette distribution gamma. La qualité de l'ajustement du modèle a été évaluée en utilisant le critère de Nash-Sutcliffe (Nash et al., 1970). Pour les valeurs de NSE inférieures à 0,4 — ce qui est très peu pour un modèle au pas de temps annuel — la valeur de l'indicateur de longueur de mémoire n'a pas été calculée.

4.5.3 Résultats

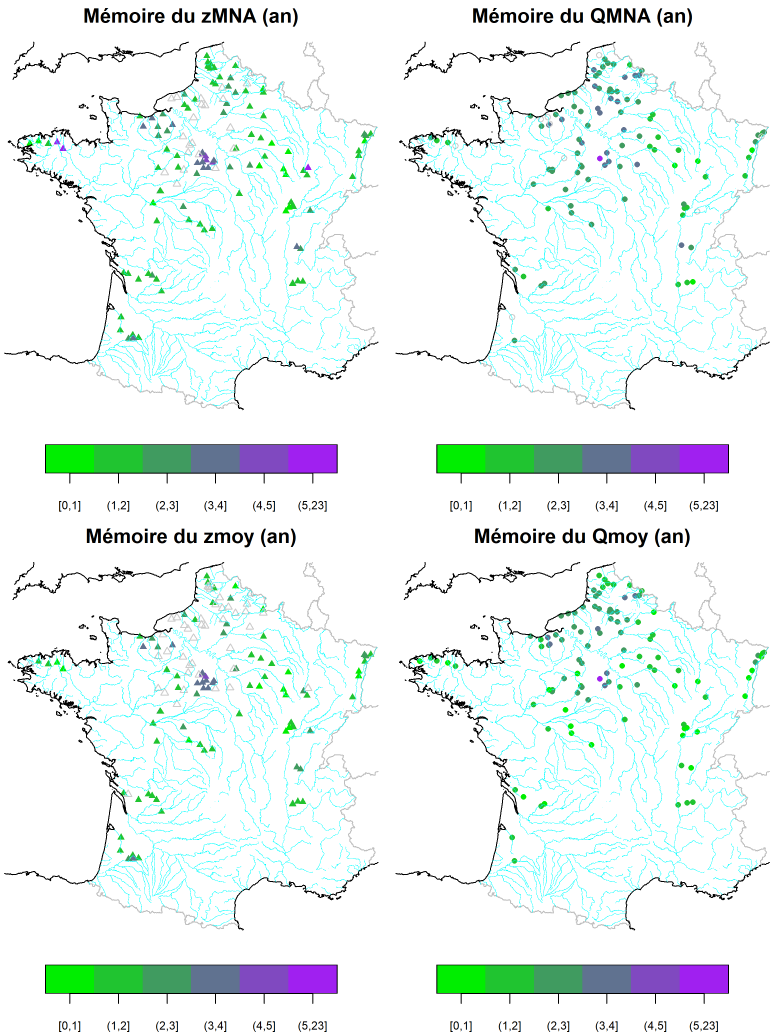


FIGURE 4.1 – Carte des valeurs obtenues de l'indicateur de longueur de mémoire, pour les quatre statistiques annuelles considérées. Les points grisés indiquent des valeurs manquantes — NSE inférieur à 0,4

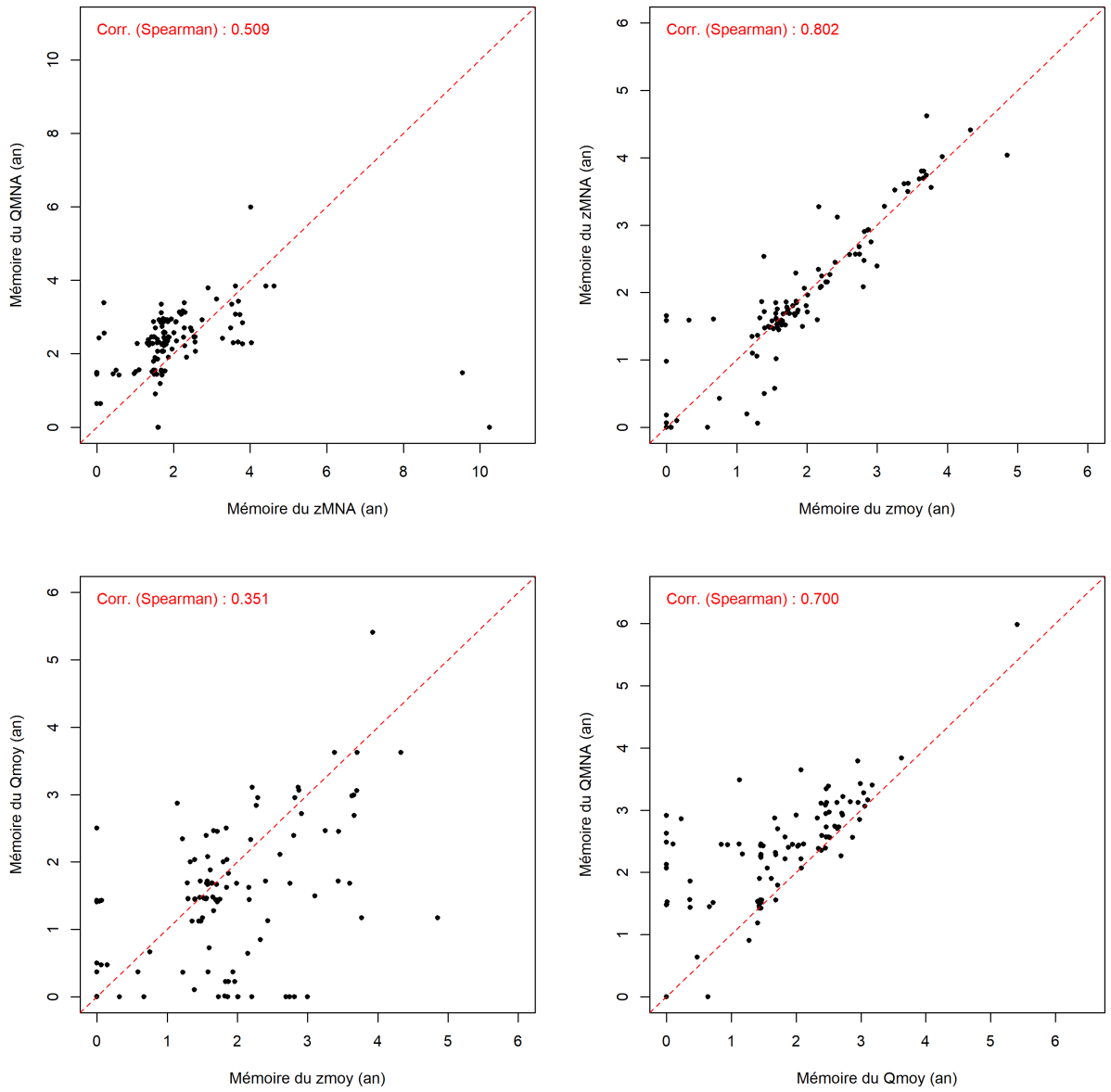


FIGURE 4.2 – Relations entre les valeurs obtenues de l'indicateur de longueur de mémoire pour les quatres statistiques annuelles considérées

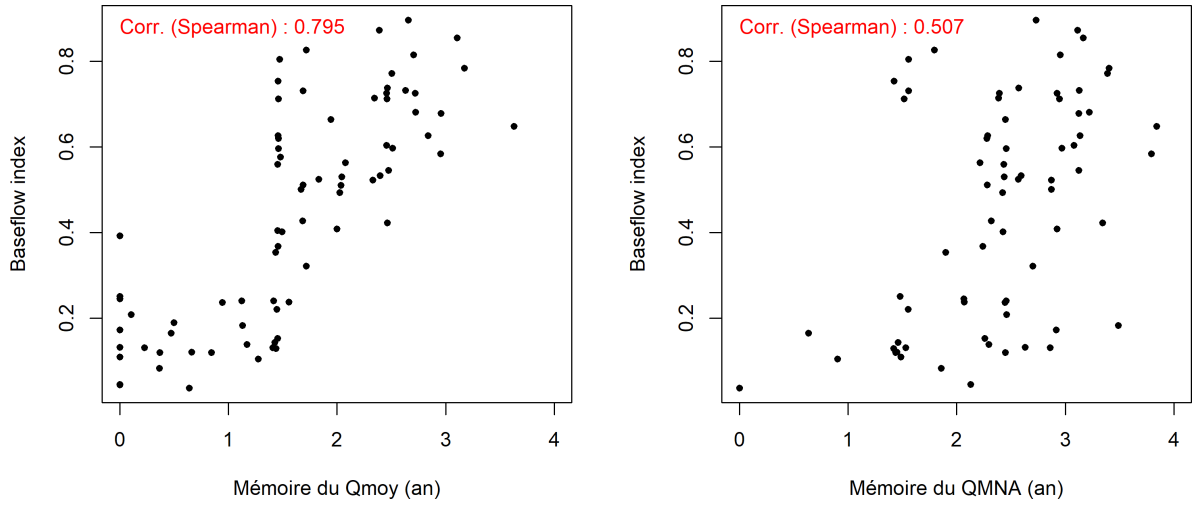


FIGURE 4.3 – Relations entre les valeurs obtenues de l'indicateur de longueur de mémoire et le baseflow index calculé au chapitre 3

Les résultats obtenus indiquent une mémoire allant généralement de 0 à 5 ans, avec un extremum à 11 ans pour un piézomètre en étiage, ce qui n'est pas surprenant compte tenu de la limitation de la profondeur de la régression linéaire. Les valeurs moyennes sont assez proches : $1,68$ an pour le débit moyen, $2,43$ ans pour le *QMNA*, $1,88$ an pour la piézométrie moyenne et $2,18$ ans pour le *zMNA*. En niveau annuel moyen, les eaux souterraines ont donc une plus longue mémoire que les eaux de surface, mais c'est l'inverse en étiage. La mémoire en étiage est plus longue que celle en niveau annuel moyen, ce qui souligne le rôle particulier de la mémoire dans les dynamiques d'étiage, tant pour le débit que pour le niveau piézométrique.

La figure 4.1 montre la répartition géographique des résultats. Les longues mémoires sont surtout rencontrées dans le Beauce et dans une moindre mesure en Haute-Normandie, tant pour les débits que pour la piézométrie. Dans le Nord et au sud de la Loire, la mémoire des nappes semble plus courte que celle des débits. Ces résultats sont conformes à ceux de la première étude : on peut alors supposer que la nappe de Beauce et celle la craie de Haute-Normandie ont un rôle de soutien d'étiage significatif dans ces régions.

La comparaison des valeurs d'indicateur obtenues pour les différentes statistiques est montrée sur la figure 4.2. La mémoire en étiage est plus longue que la mémoire en statistiques annuelles moyennes pour le débit, mais pas pour la piézométrie où elles sont équivalentes et bien corrélées. Si l'on compare les longueurs de mémoire des débits et de la piézométrie, on voit qu'elles sont mieux corrélées en étiage qu'en moyenne — 0,51 contre 0,35 — mais que la corrélation générale est plutôt faible.

On peut comparer la longueur de mémoire estimée avec cet indicateur à son intensité, mesurée par le *baseflow index* calculé au chapitre 3. La figure 4.3 montre que longueur et intensité sont plutôt bien corrélées, davantage en valeurs moyennes qu'en étiage : les hauts BFI correspondent à de longues mémoires du débit moyen. En revanche, la comparaison avec la mémoire du niveau piézométrique a montré des corrélations bien plus faibles.

Cette méthode d'évaluation de la longueur de la mémoire est largement imparfaite. En particulier, elle est fondée sur des statistiques annuelles qui ne sont pas forcément représentatives de l'ensemble des extrema observés et qui ne tiennent pas compte de l'occurrence des événements au sein de l'année hydrologique : le *zMNA* et le *QMNA* ne sont pas forcément atteints au même moment. Elle pourrait également être perfectionnée numériquement, en portant par exemple attention aux résidus de la régression linéaire et à l'élimination de leur auto-corrélation. Des essais infructueux, entrepris avec un modèle auto-régressif avec variable externe — dit ARX (Ljung, 1999) — ont été entrepris mais ne sont pas relatés ici.

4.6 Conclusion

Il est difficile de dresser une conclusion générale de ces différentes études sur la mémoire des bassins versants et des piézométries. Comme établi au chapitre 3, la présence d'un aquifère supportant le débit est une condition nécessaire, mais non suffisante, à l'observation d'un phénomène de mémoire des débits, évalué à partir de son intensité via le *baseflow index*. L'intensité du phénomène de mémoire est bien reliée à sa longueur dans le temps : les bassins à mémoire longue sont aussi ceux où la composante lente est la plus importante dans sa contribution au débit total. Les caractéristiques de la mémoire du bassin versant dépendent en fait surtout des propriétés du ou des aquifère·s au·x·quel·s il est lié. La première étude de statistiques annuelles de ce chapitre a souligné

la diversité des situations rencontrées et les rôles très différents joués par les aquifères selon les bassins.

Même si les crues simultanées à une hausse lente des eaux souterraines ont été observées — le cas de la crue de la Somme de 2000–2001, déjà évoqué à plusieurs reprises dans cette thèse, est emblématique — la mémoire des aquifères et des bassins versants se manifeste surtout lors des étiages. À cet égard, le rôle de deux nappes importantes du bassin parisien a été souligné : la nappe des calcaires de Beauce d'une part ; la craie d'autre part, surtout en Picardie et en Haute-Normandie. Les molasses du Dauphiné et les aquifères secondaires du bassin aquitain, bien que représentés par moins de bassins dans l'échantillon restreint, ont également un rôle de soutien d'étiage identifié.

Dans une perspective d'amélioration d'un modèle hydrologique, on peut conclure que l'information apportée par le niveau piézométrique est souvent susceptible d'améliorer la représentation des étiages et en particulier, de leurs dynamiques de long terme. Cependant, il est possible que cette amélioration soit localisée dans les régions identifiées plus haut et que pour nombre de bassins, cet apport ne s'accompagne pas d'une amélioration significative. La partie suivante est consacrée à divers essais d'incorporation de données piézométriques dans une modélisation pluie-débit existante, avec adaptation de structure et à leur évaluation sur l'échantillon restreint de bassins versants.

Troisième partie

Incorporation de données piézométriques dans la modélisation pluie-débit

Chapitre 5

Adaptation du modèle GR6J pour la simulation de niveau piézométrique

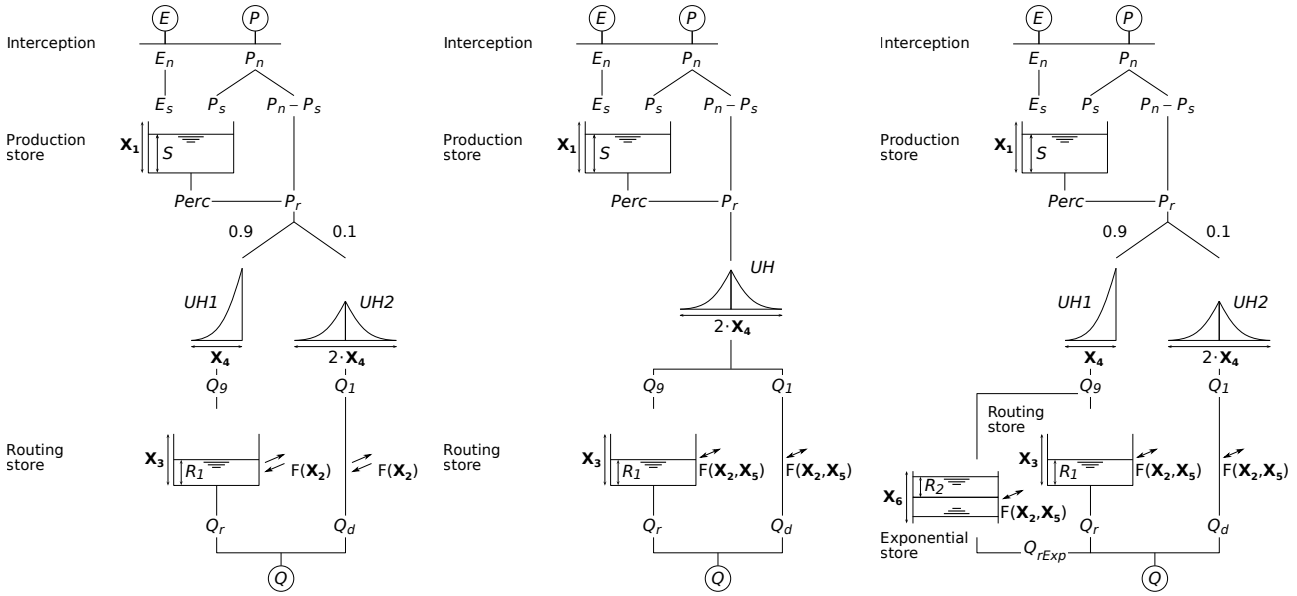
5.1 Introduction

5.1.1 Présentation succincte de la suite de modèles GR

Les modèles GR représentent une famille de modèles hydrologiques, à divers pas de temps — horaire, journalier, mensuel ou annuel. Ce sont des modèles issus de l'approche holiste, fondés sur un ensemble de réservoirs reliés par des relations empiriques de vidange et de remplissage qui reproduisent les processus hydrologiques à l'œuvre dans un bassin versant — bien qu'il soit périlleux, comme pour tout modèle conceptuel, d'identifier un élément particulier de la structure du modèle avec un processus précis. Ils prennent deux variables en entrée — la pluie et l'évaporation potentielle — et produisent une variable en sortie — le débit. Un module de neige appelé Cemaneige existe également, mais la modélisation de la neige ne fait pas partie du cadre de cette thèse.

La figure 5.1 présente les structures de trois modèles de la suite GR au pas de temps journalier, utilisés pour la simulation et la prévision des étiages. La partie supérieure de leurs structures est constituée par la même fonction de production, qui est composée d'un étage d'interception et d'un réservoir de production qui permettent de calculer une pluie efficace qui alimente la fonction de routage. Les trois versions GR4J, GR5J et GR6J, développées successivement notamment pour améliorer la représentation des étiages, diffèrent par leur fonction de routage. Pour les trois versions, elle est composée d'une branche directe, représentant 10 % de l'écoulement et opérant un transfert direct vers la sortie et d'une branche effectuant un transfert plus lissé, avec au moins un réservoir de routage. Une fonction d'échange contribue à l'annulation du bilan en eau du modèle en évaluant les échanges avec l'extérieur du bassin versant topographique, qu'ils soient souterrains ou non.

La principale différence entre GR4J et GR5J est l'ajout d'un second paramètre à la fonction d'échange pour mieux représenter les échanges souterrains et notamment leurs variations saisonnières. GR6J, quant à lui, s'est vu doté d'un second réservoir de routage, à vidange exponentielle pour mieux représenter les étiages (Pushpalatha et al., 2011). La plate-forme de prévision opérationnelle des étiages Premhyce (Nicolle ; Besson et al., 2020 ; Tilmant et al., 2020) utilise, entre autres, le modèle GR6J. C'est donc sur cette version que nous allons travailler.



(a) GR4J (Perrin, 2000) (b) GR5J (Le Moine, 2008) (c) GR6J (Pushpalatha et al., 2011)

FIGURE 5.1 – Structures de trois modèles de la suite GR au pas de temps journalier

5.1.2 Objectifs de l'étude

La structure du modèle GR6J n'est pas a priori adaptée à la simulation de données piézométriques, puisqu'elle a pour unique sortie le débit. La conceptualisation des compartiments hydrologiques sous forme de réservoirs permet cependant d'envisager une relation entre le niveau d'un des réservoirs du modèle et le niveau piézométrique d'un aquifère pertinent dans le bassin versant. Le premier objectif est donc d'identifier quel réservoir, parmi les trois de la structure du modèle, il est le plus intéressant d'utiliser pour représenter le niveau de l'aquifère.

Une fois ce réservoir identifié, le deuxième objectif est de proposer une fonction qui opère le lien entre le niveau piézométrique mesuré et le niveau du réservoir simulé par le modèle. Une telle évolution de la structure permet alors d'avoir un modèle non plus pluie-débit mais pluie-(débit, niveau piézométrique) avec deux sorties. On peut donc utiliser ces sorties pour bâtir un calage avec deux buts : d'une part, la correspondance du débit simulé avec le débit observé ; d'autre part, l'adéquation entre niveau piézométrique simulé et observé. Le troisième objectif de l'étude est ainsi de proposer une méthode de calage du modèle permettant cette simulation conjointe.

Enfin, il faut évaluer cette nouvelle structure sur un échantillon représentatif de bassins versants. C'est l'échantillon restreint présenté au chapitre 2, avec un piézomètre identifié pour chaque aquifère dans un bassin versant donné, qui a été utilisé pour conduire un *split-sample test* en simulation. Deux questions se posent alors : les évolutions améliorent-elles les performances de simulation en étiage ? Le modèle est-il désormais capable de simuler le niveau piézométrique ? Les résultats de la partie 2 permettent de faire l'hypothèse que les réponses à ces questions seront largement dépendantes du contexte hydrogéologique des bassins versants. Une analyse par sous-groupes, semblable à celles conduites dans l'étude de la section 4.2, est donc nécessaire pour valider, ou non, cette hypothèse. Ce travail a donné lieu à l'écriture d'un article, soumis à *Hydrology and Earth System Sciences* et présenté dans la section suivante.

5.2 Article *On constraining a lumped hydrological model with both piezometry and streamflow: results of a large sample evaluation*

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
Discussions

On constraining a lumped hydrological model with both piezometry and streamflow: results of a large sample evaluation

Antoine Pelletier[1, 2] and Vazken Andréassian[2]

[1]École des Ponts, Marne-la-Vallée, France
[2]Université Paris-Saclay, INRAE, UR HYCAR, Antony, France

Correspondence: Antoine Pelletier (antoine.pelletier@inrae.fr)

Abstract. The role of aquifers in the seasonal and multiyear dynamics of streamflow is undisputed: in many temperate catchments, aquifers store water during the wet periods and release it all year long, making a major contribution to low flows. The complexity of groundwater modelling has long prevented surface hydrological modellers from including groundwater level data, especially in lumped rainfall–runoff models. In this article, we investigate whether using groundwater level data in the daily GR6J model, through a composite calibration framework, can improve the performance of streamflow simulation. We tested the new calibration process on 107 French catchments. Our results show that these additional data are superfluous for streamflow simulation, since for catchments, model performance is not significantly improved. However, parameter stability is ameliorated and the model shows a surprising ability to simulate groundwater level with a satisfying performance, in a wide variety of hydrogeological and hydroclimatic contexts. Finally, we make several recommendations regarding the model calibration process to be used in a given situation.

1 Introduction

1.1 Why use piezometry in low-flow modelling?

"Geology is the fundamental base of hydrology" (Castany, 1963): hydrological processes taking place underground are an essential part of the behaviour of many hydrological systems. At the catchment scale, aquifers have the ability to store water in the long run and to release it afterwards, thereby contributing to streamflow. The complex water cycle underground processes are often aggregated in surface hydrology models by a simple reservoir, which fills during each rainfall event and slowly empties during rainless periods. This conceptualisation is called into question by the ability of underground water to contribute heavily to flood events – see e.g. Habets et al. (2010), Roche et al. (2012) or Guérin et al. (2019) – but it remains an acceptable representation of aquifer-river exchanges during droughts. Indeed, the fundamental role of aquifers in supporting river flows during the dry season is obvious: Carlier et al. (2018) and Wirth et al. (2020) linked low-flow statistics to hydrogeological descriptors in Swiss catchments and reported that their low-flow behaviour was heavily dependent on the geological context, with a particular role of sandstone and quaternary aquifers in inter-seasonal water storage; Tague and Grant (2009) and Hayashi (2020) showed the buffering role of small aquifers in mountainous catchments and underlined their ability to support low flows and to supplement the snow reservoir that is dried up by climate change. Tobin and Schwartz (2020) and Käser and Hunkeler

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
EGU
Discussions

(2016) highlighted that even aquifers with a small spatial extent at the catchment scale can support low flows significantly, even during long dry periods. Tracer studies (see e.g. Soulsby et al., 2006; Tobin and Schwartz, 2020) confirmed that groundwater contributes significantly to streamflow during the dry season and that the extent of this contribution depends on the hydrogeological configuration, i.e. the geological nature of the catchment's subsoil. The *buffering* or *storage* role of aquifers contributes to the phenomenon known as *catchment memory*, i.e. the smoothing of the input climatic signal by the catchment response (Tomasella et al., 2008; Lo and Famiglietti, 2010; Creutzfeldt et al., 2012). Using other words, Roche et al. (2012) highlight that, at least in temperate regions, severe droughts are often the result of several drier-than-normal years that lead to aquifers reaching exceptionally low levels.

Despite the level of evidence of the role of aquifers in low-flow dynamics, many hydrological modelling tools that are commonly – and quite successfully – used to simulate and forecast droughts have no explicit representation of groundwater dynamics. The cultural differences between the hydrogeology community and the surface hydrology community, highlighted by Barthel (2014), contribute to this situation: different systems with different characteristics and different problems to be solved lead to different models whose coupling is not straightforward. In particular, the main goal of surface hydrology modelling – streamflow – is almost directly and dynamically accessible, which makes elementary calibration of all kinds of models possible, while measuring the state of an aquifer is only possible using a limited number of point piezometers that measure the hydraulic head. Satellite remote sensing is now able to monitor groundwater change (Swenson et al., 2006; Syed et al., 2008) but the temporal availability and the spatial resolution of such products limit their use in hydrological modelling at local to regional scales.

The difficulty in using piezometric data is one of the reasons why hydrologists often prefer to retrieve the river-groundwater flux by solving the inverse problem, i.e. using the surface data to infer the state of the aquifer. The most common approach is hydrograph separation, which consists in splitting streamflow into two components: a slow one, named *baseflow* and a quick one, named *quickflow*. Baseflow is then regarded as the result of the slowest hydrological processes operating in the catchment, generally underground processes. This approach can be useful for analysing the hydrological behaviour of large sets of catchments and a high proportion of baseflow in total streamflow is often correlated with a geological context favourable to a high contribution of aquifers (Pelletier and Andréassian, 2020). However, assimilating conceptual baseflow into aquifer contribution is generally unsuitable (Beven, 1991), since it results from a confusion between catchment time response and water molecule transit time (McDonnell and Beven, 2014). To provide a hydrological model with new information about the catchment state, here its underground state, it is necessary to provide new data, such as, when it is available, piezometry.

1.2 What are the existing modelling approaches?

Hydrological models are often classified depending on their level of spatial discretisation – *lumped* versus *distributed* models – and their ambition to represent more or less explicitly the physical processes taking place in the catchment – *conceptual* versus *physically based* models – (Roche et al., 2012). Lumped models have no spatial discretisation at the catchment scale – i.e. the catchment is treated as a single unit with spatially averaged descriptors – whereas distributed models discretise the catchment into grid units, each of them described by several variables (Beven, 2012). Semi-distributed models constitute an

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
Discussions

intermediate option, in which the catchment under study is divided into sub-catchments, each of them becoming the object of lumped computations (see e.g. de Lavenne et al., 2016). Physically based or process-based models strive to reproduce the physical processes taking place in the catchment, by solving a version of fluid mechanics equations, while conceptual models develop their own empirical equations to reproduce the total water balance without any reductionist ambition. Because every grid element of a distributed model needs to be parametrised, it usually carries a large number of parameters that cannot all be calibrated on observations and need to be set a priori; lumped models, on the other hand, often have a smaller number of parameters that are easier to calibrate automatically from observations. Since physical laws need to be solved at local scale and lumped models are generally designed for their simplicity in operational purposes, there is a general correspondence between distributed and physically based models on the one hand and lumped and conceptual models on the other (Beven, 2012).

Hydrogeological models dedicated to groundwater simulation are generally physically based – see Mackay et al. (2014) for a rare example of conceptual model. Therefore, the surface/groundwater interaction is more naturally represented in physically based distributed hydrological models (Dassargues et al., 1999). At local scale, this can be achieved by fluid mechanics equations (Bartlett and Porporato, 2018) but at catchment scale, distributed models generally use simplified versions of these equations. Barthel and Banzhaf (2015) performed an extensive review of models taking into account the surface/groundwater interaction at regional scale. We will not summarise the review here, but a salient point is the distinction between fully coupled schemes, where equations are solved simultaneously for surface and groundwater flows (see e.g. HydroGeoSphere by Brunner and Simmons, 2011), and loosely coupled schemes, where several models are coupled only via the exchange of results (see e.g. Isba-Modcou in Habets et al., 2010). All these approaches are difficult to implement on large sets of catchments, because of parametrisation requirements.

Using conceptual lumped rainfall–runoff models to simulate the surface/groundwater interaction is less straightforward, since fluid mechanics equations cannot be used; a conceptual representation of the aquifer, often using a reservoir, is therefore necessary. Water exchange with an aquifer can be computed solving the inverse problem, i.e. inferring the fluxes from the amount of water needed by the model to close the water budget – see e.g. Perrin et al. (2003), Le Moine (2008), Le Moine et al. (2008) and Herron and Croke (2009) – but it is far from sufficient for simulating the actual level of an aquifer. Bergström and Sandberg (1983) added a groundwater simulation module to the HBV model (Bergström and Forsman, 1973) and implemented it on three aquifers; they obtained a satisfactory performance in reproducing past piezometric time series, despite parametrisation issues caused by computation cost, which are no longer mentioned in recent studies (Széles et al., 2020). Thiéry (1988) used the ground reservoir of the Gardenia model (Thiéry, 2014) to simulate and forecast the piezometry of the Paris basin chalk aquifer, using a linear regression between the reservoir levels and the aquifer levels. Borzì et al. (2019) designed a modified version of the IHACRES model (Jakeman and Hornberger, 1993) with an explicit representation of a volcanic deep aquifer in Sicily, through an additional conceptual reservoir. In order to represent the specific role of groundwater in intermittent streams, Moore and Bell (2002) added a piezometry simulation module to the PDM rainfall–runoff model (Moore, 1999), which was able to represent pumped abstractions. The path followed by Hughes (2004) and Efstratiadis et al. (2008) is intermediate, with a semi-distributed conceptual hydrological model connected to a semi-distributed – with a different spatial discretisation – conceptual aquifer representation; this model is easier to implement and needs fewer data than a fully distributed one, allowing

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
Discussions

for many experiments simulating anthropic influence, but it is far from straightforward to implement on any catchment with few data.

These modelling schemes have shown noteworthy simulation abilities for both aquifers and streamflow. However, they have not been tested on large sets of catchments in various contexts to value their robustness and generalisation capacity. Moreover, groundwater simulation is, in most studies, a side product of rainfall–runoff modelling. There is little evidence on how the addition of groundwater data can actually help obtain a better streamflow simulation.

1.3 How are measured data used in hydrological modelling?

Most hydrological models are parametric and their parameters are calibrated using measured streamflow data (Roche et al., 2012). To find the best set of parameters with which to reproduce the streamflow time series, a calibration criterion, which is a function of measured and simulated – or forecasted – streamflow, is optimised, the most common one being the Nash–Sutcliffe efficiency or NSE (Nash and Sutcliffe, 1970). Gupta et al. (2009) and Kling et al. (2012), investigating the drawbacks of NSE, proposed another criterion, henceforth known as Kling–Gupta efficiency (KGE), which is a Euclidean combination of three criteria that all compare measured and simulated streamflow. Computed with untransformed time series, these criteria are focused on the peaks of the hydrograph; to get a better calibration on the lower part of the latter, i.e. low flows, streamflow time series can be transformed using concave functions (Pushpalatha et al., 2012), such as square root or logarithm.

Traditional calibration approaches are generally *single-objective*, i.e. only one objective function is used. However, all criteria can be regarded as flawed, since they focus on only one aspect of the hydrograph representation. Linear or Euclidean combinations of criteria can be used (Nicolle et al., 2014), for instance the mean between NSE and KGE, which is called *composite calibration*. *Multi-objective calibration* (Madsen, 2003) tries to optimise several criteria at the same time. It is generally impossible to get a unique optimal set of parameters as the result of a multi-objective calibration problem; a Pareto front, i.e. an ensemble of parameter sets, is formed, each one representing a different compromise between objective functions. For operational purposes, it is necessary to choose a parameter set in this Pareto front, generally using a determined weighting between objective functions – either a linear combination or a Euclidean distance to a reference point – which is similar to composite calibration.

Complex, distributed hydrological models, overall when they claim to be physically based, often explicitly simulate physical variables than can be easily coerced to correspond to measured data. Even if they are rarely available on large sets of catchments, in-field measurements are often used in models for specific instrumented catchments. For instance, the isoWATFLOOD model (Stadnyk et al., 2013; Stadnyk and Holmes, 2020) is calibrated using both streamflow and isotopic – $\delta^{18}O$ - data, but a visual evaluation of calibration is necessary; Jian et al. (2017) used, in a catchment where only few streamflow measurements were available, river level data and added three new parameters to a hydrological model to simulate the rating curve. Whereas in-field measurements are not always common, satellite data are broadly available around the world and numerous studies have used them in hydrological models: Immerzeel and Droogers (2008) used satellite evaporation to calibrate the SWAT distributed model through a composite criterion and got a closer representation of actual evaporation and less equifinality in parameter determination; Mostafaie et al. (2018) performed a multi-objective calibration using NSE for streamflow and total water storage

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
Discussions

from GRACE satellite data; Milzow et al. (2011) combined several satellite datasets – surface soil moisture, radar altimetry and total water storage – to calibrate a semi-distributed model in a catchment which few streamflow measurements through a composition of nine criteria; Demirel et al. (2019) explored different combinations of objective functions, computed on several satellite products measuring soil moisture and water storage, to calibrate a conceptual model, with little gain on the streamflow simulation performance; Dembélé et al. (2020) performed a composite calibration of a distributed model with four datasets – measured streamflow and satellite evaporation, soil moisture and water storage – and improved the model representation of processes at the expense of a small degradation of the streamflow simulation performance.

Using other data than streamflow is less straightforward in empirical or conceptual models that do not explicitly simulate physical fluxes or states. A particular state of the model is generally linked to the available physical variable. In catchments affected by snow and/or glaciers, related data – i.e. snow depth or glacier state – can be used in model calibration (Riboust et al., 2018; Tiel et al., 2020). Beyond calibration, extra data can be assimilated into the model to correct its trajectory during runtime; several studies showed an improved performance of hydrological models with assimilation of soil moisture (Aubert et al., 2003a, b; Oudin et al., 2003) or snowpack (Thirel et al., 2013).

As far as piezometry is concerned, distributed hydrological models are rarely calibrated using piezometry time series. Most gridded models have a physical parametrisation: parameter values are, directly or indirectly, inferred from local properties measured in situ (Moreda et al., 2006) – for instance, topography, soil types, vegetation or geological properties. At a pinch, the parameter set can be adjusted, with a limited variation margin adapted to the physicalness of parameters, to better represent streamflow; but given the often large number of parameters to be adjusted, distributed models cannot be fully calibrated without suffering from equifinality (Beven, 1993). In these conditions, several studies underlined the possibility of calibrating a distributed hydrological model using both piezometry and streamflow, with semi-automatic (Feyen et al., 2000; El-Nasr et al., 2005; Li et al., 2017) or automatic multi-objective calibration procedures (Khu et al., 2008). Lumped conceptual models, with a reduced number of parameters, are easier to calibrate directly without prior determination of the parameters. When a particular state of the model, in general a groundwater reservoir, can be coerced to a measured piezometry time series, calibration using both piezometry and streamflow is possible, generally through a linear composite objective function combining criteria on streamflow and piezometry (Thiéry, 1988; Moore and Bell, 2002; Széles et al., 2020). Despite significant improvemenst in piezometry simulation, these studies found that adding piezometric information to the calibration process had little influence on streamflow simulation.

1.4 Scope of the paper

In view of the undisputed role of aquifers in low-flow dynamics in many catchments, it seems reasonable to try to improve the performance of a hydrological model by adding piezometric data to the calibration process. However, most of the approaches reviewed in the previous section are difficult to implement due to a relatively large number of parameters and because the performance gain offered by the new data has not been assessed on a large set of catchments, which is necessary for model evaluation (Barthel and Banzhaf, 2015).

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
Discussions

In this study, we aim to develop a new modelling approach based on a simple structure with an easy parametrisation, assessed on a large sample of catchments to ensure the generality of conclusions. We propose an adaptation of the structure of the daily rainfall–runoff model GR6J (Pushpalatha et al., 2011) to make it simulate groundwater table levels. Section 2 recounts the process that led to designing this adaptation and the calibration and evaluation schemes of the new model. Section 3 presents the hydroclimatic dataset of 107 catchments over mainland France that was used to evaluate the new calibration with respect to the original one, performed only on streamflow. Section 4 summarises the results and proposes recommendations for model calibration in various contexts.

2 Hydroclimatic dataset

2.1 Context

The French mainland territory hosts a large diversity of climatic, topographic and geological contexts, with catchments representing various hydrological and hydrogeological configurations. Several major aquifers are known to have a significant influence on surface waters, especially on low flows. The Paris basin, with its pile of secondary and tertiary sedimentary formations, hosts several major aquifers for surface hydrology: the Late Cretaceous chalk aquifer is known to govern the multiyear dynamics of the Somme and part of the Seine and Loire basins, with a noteworthy long flood event after the exceptionally wet years of 1999 and 2000 (Pinault et al., 2005; Habets et al., 2010); the Beauce tertiary limestone aquifer controls the hydrology of a key agricultural region astride the Loire and the Seine basin, with a major groundwater contribution to low flows (Lalot et al., 2015); the Cenomanian sand aquifer in the Perche region, which is directly connected to the Eure and Huisne basins, is regarded as an essential groundwater reserve for the region and its declining trend is a major threat for Perche rivers (Lenhardt et al., 2009). The second largest French sedimentary basin, the Aquitaine Basin, has a more complex configuration with thick multi-layer aquifers covered by poorly permeable formations, such as Pyrenean molasses. The outcropping areas of these formations are visible in figure 1.

The large sedimentary basins are not the only geological areas in France which host aquifers that are of interest for surface hydrology modelling. Aquifers located in alluvial plains, such as the international Rhineland aquifer – and its French part in the Alsace plain quaternary alluvium – or the Bresse graben gravels, play a major role in the streamflow dynamics of the Saone and the Rhine basins. As highlighted in the Introduction, even small alluvial aquifers outside plains can have an influence on rivers: for example, several small left-bank tributaries of the Rhone are mostly ruled by the Bièvre moraine aquifer, with visible consequences on water quality (Bel et al., 1999). Regions in which geological formations are composed of metamorphic or igneous rocks, such as Brittany or the Ardennes, can host fractured bedrock aquifers, linked to surface rivers. The wide monitoring network of rivers and groundwater in France, described below, allowed us to select a test sample of catchments which is representative of this diversity.

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

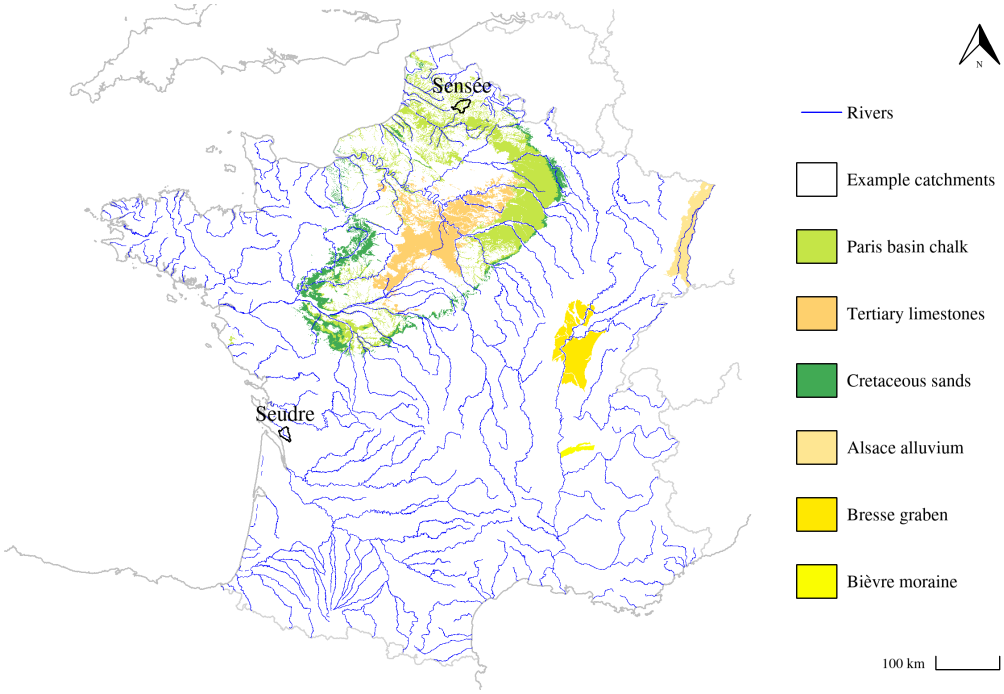


Figure 1. Outcropping areas of several major aquifers in mainland France and locations of example catchments shown in figure 2.

2.2 Data sources

Climatic data were taken from the SAFRAN re-analysis (Vidal et al., 2009) by Météo France; they are available at a daily time step for the 1958–2018 period. Daily potential evaporation was computed using the formula by Oudin et al. (2005). Streamflow data were retrieved from the French national database Banque Hydro (Leleu et al., 2014; SCHAPI, 2021). These hydroclimatic data are aggregated at the catchment scale and at a daily time step for mainland France in the HydroSafran database (Delaigue et al., 2021), maintained by INRAE.

Groundwater level data are from the French national database ADES (BRGM, 2021), which gathers piezometric data from many providers in the French territory. Selected piezometers were taken from two reference networks, to ensure the quality of data: RNESOUPMOBRGM – national quantitative monitoring network managed by BRGM, the French national geological survey – and RNESP – heritage national network for groundwater monitoring.

2.3 Sample selection

The French national reference cartography of hydrogeological formations BDLISA (Brugeron et al., 2018) was used to select a sample of catchments and for each catchment, one or several piezometers monitoring relevant aquifers were chosen. First, using the provided metadata, each piezometer extracted from the ADES database was associated with a hydrogeological entity

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
EGU
Discussions

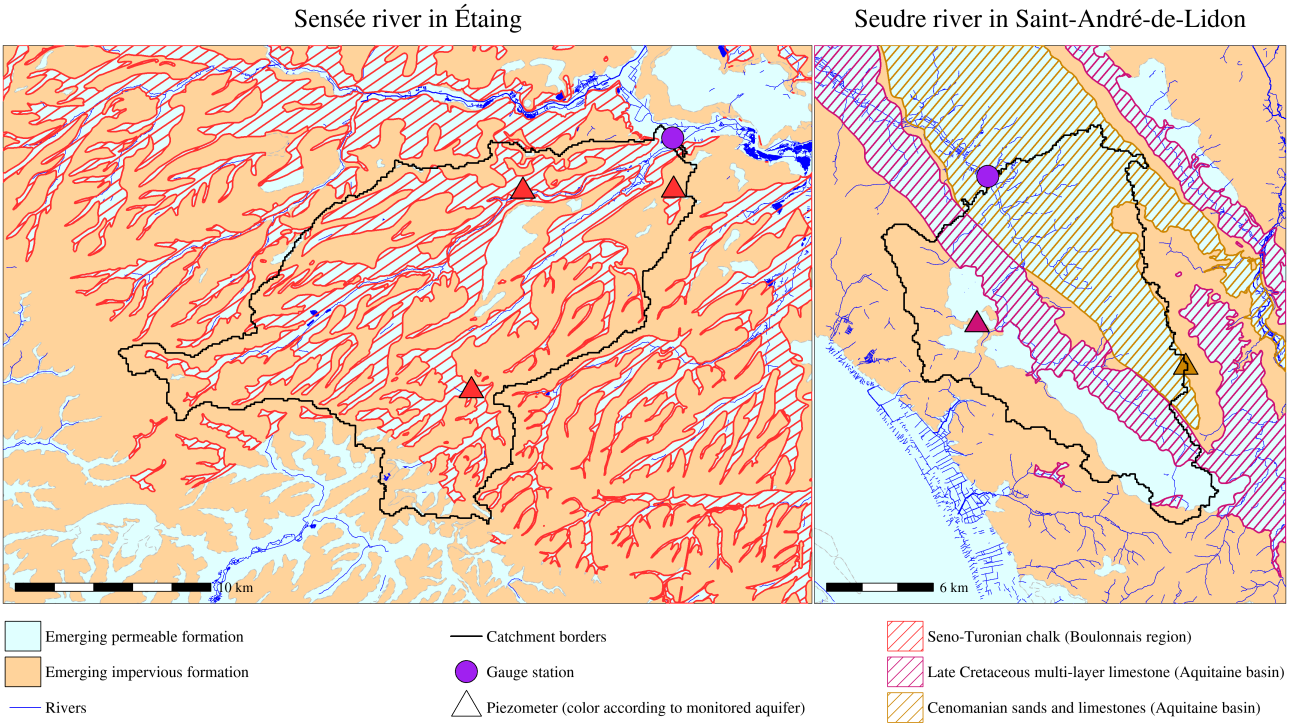


Figure 2. Two examples of hydrological maps of catchments used for sample selection. Their location in the French mainland territory is shown in figure 1.

in BDLISA, representing an aquifer. Catchments in which anthropic activities – dams, major direct withdrawals or inflows – are known to have a significant influence on streamflow and catchments in which more than 10% of precipitations fall as snow were discarded. Then, for each catchment, piezometers associated with aquifers emerging inside the catchment boundaries were listed and maps – see an example in figure 2 – were produced to assess the relative importance of each hydrogeological formation for the catchment.

After this spatial selection, the available groundwater level and streamflow data were examined. An initial visual inspection of the time series was performed to eliminate data of too low quality. Then, catchments and piezometers were selected according to the following criteria :

- At least 20 years of continuously available streamflow data with less than 10 % of missing data;
- At least 20 years of continuously available groundwater level data with less than 10 % of missing data;
- At least 10 years of continuous contemporaneity between streamflow and groundwater level.

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
Discussions

Figure 2 shows two situations encountered at this stage: on the left, the Sensée catchment is connected to one monitored aquifer but three piezometers are available. In this case, the piezometer with the longest time series, with respect to contemporaneity with streamflow data, was selected to represent the aquifer. On the right, the Seudre catchment is connected to two monitored aquifers with one piezometer for each one; in that case, the two piezometers are kept. The choice of keeping only one piezometer per aquifer in the catchment was made for the sake of simplicity; in most catchments, when comparing the dynamics of the groundwater level time series, no major difference was encountered between piezometers monitoring the same aquifer within the same catchment.

Table 1. Geographical characteristics of the 107 catchments dataset

	Surface (km^2)	Outlet altitude (m)	Mean altitude (m)	Maximum altitude (m)
Minimum	27.0	0	39	65
1st quarter	168.2	27	113	169
Median	326.0	62	136	236
Mean	617.0	81	175	236
3rd quarter	685.7	114	202	330
Maximum	7,907	367	667	1421

Table 2. Hydrological characteristics of the catchment dataset. The aridity index is defined as the quotient of annual rainfall and annual PET.

	Mean annual streamflow (mm)	Mean annual rainfall (mm)	Mean annual potential evaporation (mm)	Catchment yield (%)	Aridity index
Minimum	29	626	600	4.6	0.90
1st quarter	146	723	638	21	1.09
Median	210	808	658	27	1.18
Mean	238	828	667	28	1.25
3rd quarter	316	921	693	34	1.40
Maximum	795	1,413	792	56	2.35

Finally, this selection process yielded to a sample of 107 catchments and 160 piezometer/catchment couples. The majority of catchments – 73 – are associated with only one piezometer; 22 of them with two; eight of them with three; one of them with four and three of them with five piezometers. Tables 1 and 2 show some characteristics of the sample. The necessity to choose catchments which are not under significant anthropic influence led to a selection mainly composed of small headwater catchments, representative of the climatic diversity of the French territory. Dismissing the mountainous catchments to avoid

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

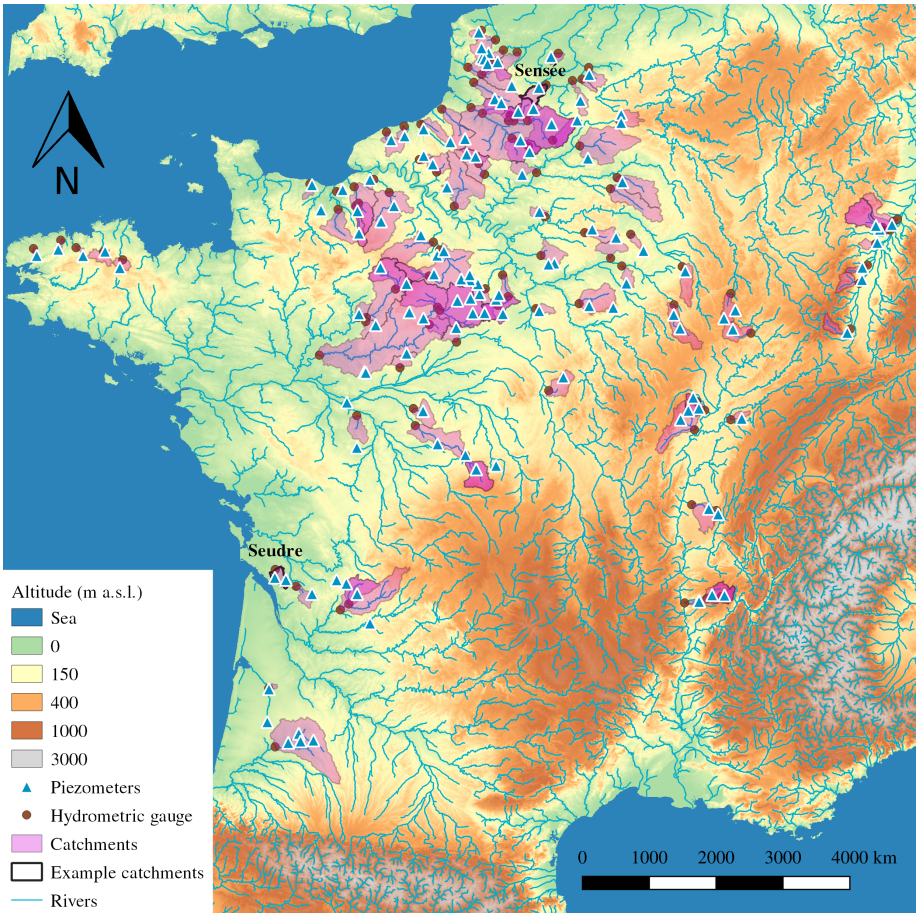


Figure 3. Map of the catchment and piezometer dataset. Example catchments of figure 2 are shown.

the influence of snow favoured the selection of lowland catchments, although several Vosges catchments, whose downstream part is linked to the Alsace plain aquifer, reach maximum altitudes above 1,000 m.

Figure 3 shows a map of the selected catchments and piezometers. The northern part of mainland France, especially the Paris basin, is over-represented because of data availability; in particular, the chalk and tertiary limestone aquifers in this basin are the hydrogeological formations that have been monitored for the longest time in the territory. However, attention was paid to represent the diversity of hydrogeological contexts, with smaller local aquifers or fractured bedrock aquifers, in order to assess the proposed modelling approach in the widest possible range of configurations.

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

3 Methodology

3.1 Presentation of the original GR6J model

3.1.1 General presentation

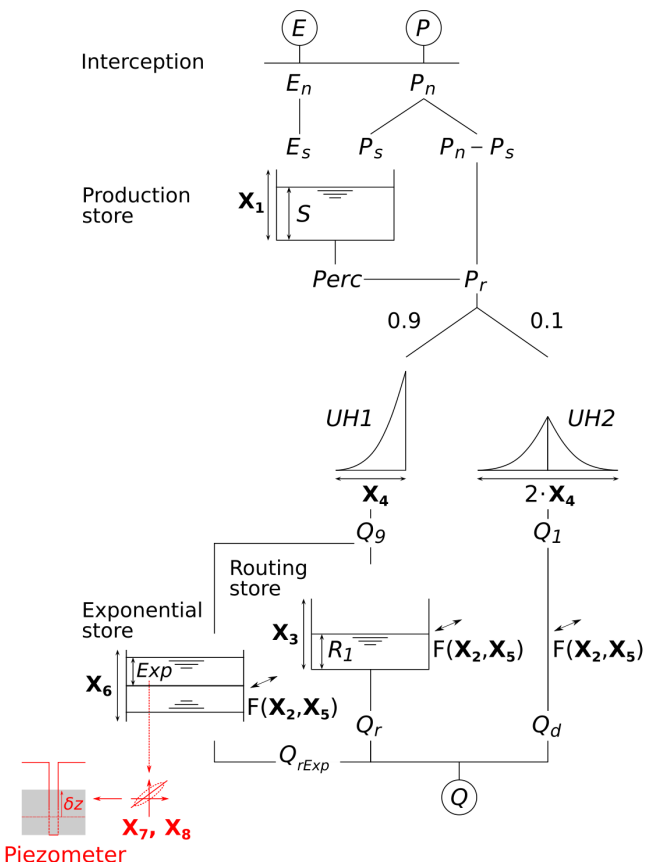


Figure 4. Structure of the original GR6J model – in black – and built-in piezometry simulation module – in red. See table C for the meaning of parameters and variables.

GR6J – for *modèle du Génie Rural à 6 paramètres Journalier* – is a daily six-parameter rainfall–runoff model. It was developed by Pushpalatha et al. (2011), as an evolution of previous GR4J (Perrin et al., 2003) and GR5J (Le Moine, 2008) versions, using a conceptual description of the hydrological processes taking place in the catchment: the model structure, visible in black in figure 4, is composed of stores, unit hydrographs and empirical equations that link them. The model is lumped and operates at a daily time step, taking as inputs precipitation and potential evaporation, averaged on the time step

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
Discussions

and the spatial extent of the catchment. GR6J is also parametric, i.e. for each catchment, 6 independent parameters have to be identified. All variables and parameters are expressed either as water depth, in millimetres, or are unitless.

This section does not intend to report the modelling tests that led to the development of the GR6J structure, since the original paper by Michel (1983) – such discussions can be found in Perrin et al. (2003), Le Moine (2008) or Pushpalatha et al. (2011). A summary description of the model computations is available in appendix A; a table of variables is available in appendix C. Computing codes can be found in the open-source `airGR` package (Coron et al., 2017, 2021) available for the R language (Slater et al., 2019; R Core Team, 2021).

This version does not take into account solid precipitations. A snow module, CemaNeige, has been developed by Valéry et al. (2014a, b), but it is out of the scope of this study, which is limited to catchments with less than 10% of solid precipitations and where glaciers do not have an influence on streamflow.

3.1.2 Parametrisation strategy

For each catchment, the model is calibrated to fit measured streamflow: the six parameters are determined through an optimisation process, by minimising an error criterion between measured and simulated streamflow, in a reference period. Commonly used criteria are the Nash–Sutcliffe efficiency or NSE (Nash and Sutcliffe, 1970), the Kling–Gupta efficiency or KGE (Gupta et al., 2009; Kling et al., 2012) and the root mean square error (RMSE).

Since the six parameters have very different dimensions and variation ranges, each of them is transformed with a bijective function to fit into the $[-9.99; 9.99]$ interval. Thereby, the optimisation space for optimal parameter research becomes $[-9.99; 9.99]^6$, which helps most optimisation algorithms find the global optimum. Detailed transformations and ranges are available in appendix B. Several optimisation algorithms are used to calibrate the GR6J model, examples can be found in Coron et al. (2021).

3.2 Study of the model correlation with piezometry

To adapt the existing model structure for groundwater level simulation, we followed a approach similar to other lumped conceptual models, i.e. using a store as a representation of the aquifer, regarding the water content in the store as groundwater level. With this aim in mind, a correlation study was performed on the dataset presented in section 2, in order to identify which of the three conceptual reservoirs of the model structure was the most correlated with piezometry.

GR6J was calibrated for the 107 catchments of the dataset using the Nash–Sutcliffe efficiency criterion computed on the square root of streamflow. Then, the time series of model states obtained – the levels of the three conceptual stores and simulated streamflow as control data – and the groundwater level time series were aggregated at a monthly time step, to avoid problems caused by missing piezometry measurements. Afterwards, for each of the 160 catchment/piezometer couples, Spearman's correlation (Spearman, 1907) between piezometry and each state series was computed; the results are summarised as boxplots in figure 5. The exponential store – see figure 4 for a description of the model – is the most correlated with piezometry and, moreover, it is the only store to be more correlated with groundwater level than with streamflow. The median correlation obtained is 0.762 and 80% of couples reach a value higher than 0.5.

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

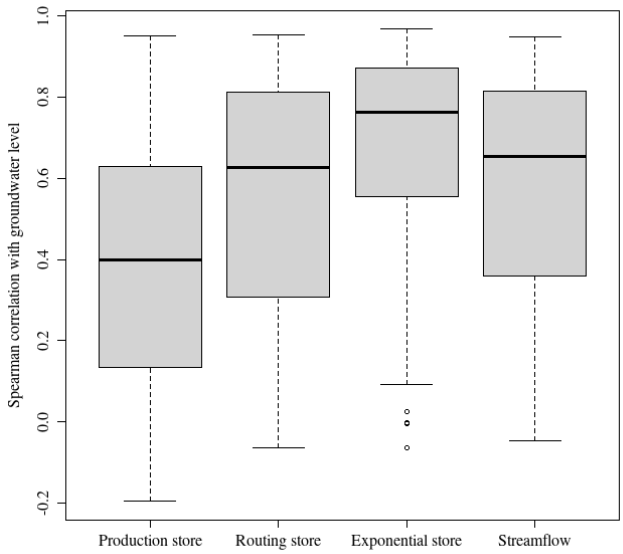


Figure 5. Distributions of correlations between piezometry and several states of the model

A high Spearman correlation may highlight a non-linear relationship, since it is a rank correlation. However, it does not seem to be the case here: other investigations not detailed here show that the relationship between the exponential store content and the groundwater level can be regarded as linear, all the more so as the correlation is high. Therefore, it was decided to use the exponential store to simulate piezometry, with an adapted scheme presented in the following section.

3.3 Adaptation of the model scheme

A built-in module is added to the existing model structure to simulate groundwater level. The streamflow simulation chain is not modified, but a new output is added to the model, through a linear transformation of the exponential store level.

Groundwater level absolute values strongly depend on the piezometer location – its altitude, but also its position with respect to the catchment topography. Indeed, two piezometers monitoring the same aquifer and therefore representing the same dynamics can have different mean levels and their fluctuations can have different ranges – for instance, if the first one is located on a plateau while the second one is on a slope. To avoid having to take into account these problems, it was decided to work with piezometric relative anomalies δz, where $\bar{z}$ is the mean of piezometric time series and σ_z its standard deviation:

$$\delta z = \frac{z - \bar{z}}{\sigma_z} \tag{1}$$

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
Discussions

Then, two additional parameters X_7 and X_8 are added to the model to represent the relationship between the exponential store level Exp – in mm – and simulated piezometric anomaly $\delta_{z,sim}$, using the following equation:

$$\delta_{z,sim} = \frac{1}{X_7}\left(\frac{Exp}{X_6} + X_8\right) \tag{2}$$

Simulated piezometry z_{sim} can be computed by reversing equation 1:

$$z_{sim} = \sigma_z \delta_{z,sim} + \bar{z} \tag{3}$$

X_7 is the *groundwater linear coefficient*; trials have shown that it generally takes values between 0 and 1 but can reach 4. X_8 is called the *groundwater linear offset* and takes non-negative values, with an upper bound at 20. The new built-in module is shown in red in figure 4.

3.4 Composite calibration strategy

Now that two additional parameters have been added to the model structure to simulate piezometry, it is necessary to determine their value through an adapted parametrisation strategy. A composite objective function is chosen for calibration, using a linear combination of a criterion on streamflow – the Nash–Sutcliffe efficiency computed on the square root of streamflow – and a criterion on piezometry, called $ZError$ and defined as:

$$ZError = 1 - \sum_t \left(\delta_{z,sim}(t) - \delta_{z,obs}(t)\right)^2 \tag{4}$$

Removing the anomaly formulation, we can see that $ZError$ is in fact Nash–Sutcliffe efficiency for piezometry:

$$ZError = 1 - \frac{\sum_t \left(z_{sim} - z_{obs}\right)^2}{\sum_t \left(z_{obs} - \bar{z}\right)^2} \tag{5}$$

Since the two criteria on streamflow and piezometry have the same variation ranges – $]-\infty;1]$ – and the same properties, the objective function C for composite calibration can be taken as a linear combination of the two criteria, with a weight α:

$$C(\alpha) = \alpha\, ZError + (1-\alpha)\, NSE \tag{6}$$

α can take any value between 0 and 1: $\alpha = 0$ means that the calibration is performed only on streamflow and $\alpha = 1$ only on piezometry. In order to find a compromise between these two objectives, 51 values are explored from 0 to 1 by a step of 0.02. For each value of α, $C(\alpha)$ is maximised as a function of eight parameters. The parameter space transformations described in appendix B are used to convert the optimisation space into the hypercube $[-9.99; 9.99]^8$. The differential evolution global

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

optimisation algorithm – implemented in the `RcppDE` R package (Price et al., 2006; Mullen et al., 2011; Ardia et al., 2011a, b; Eddelbuettel, 2018; Slater et al., 2019; Ardia et al., 2020; R Core Team, 2021) – is then executed to find the global optimal point for the eight parameters.

3.5 Split-sample test evaluation scheme

To assess the effect on streamflow simulation of the new calibration scheme described above, a split-sample test (Klemeš, 1986) is conducted for each catchment/piezometer couple of the assessment dataset described in section 2. For each couple, the available data are divided into two time periods P_1 and P_2 of equal length, defined so as to encompass the same number of data points for which both groundwater level and streamflow are available. Thereby, both periods contain the same amount of information and can be equally used for calibration and validation. Before each period, a warm-up timespan of 5 years is set: the model is run on this period but the resulting simulated values are not used to compute criteria.

After determining these periods, the adapted model structure is calibrated on P_1 using $C(\alpha)$, for each value of α; the parameter set obtained is then used to run the model on P_2 and compute several validation criteria. Then, the periods are switched and the same procedure is executed. The following validation criteria are used:

- $NSE(\sqrt{Q})$ to evaluate the model performance on the whole streamflow spectrum;
- $NSE(\sqrt[3]{Q})$ to evaluate the model performance on low-flows. It was preferred to zero-diverging transformations such as $\frac{1}{Q}$ or $\log(Q)$ to avoid numerical problems with very low streamflow values;
- $ZError$ to assess the model performance in groundwater level simulation.

Since the evaluation is performed for validation, the results presented in section 4 are, unless otherwise specified, validation results.

4 Results and discussion

4.1 Is low-flow simulation improved?

Model performance for streamflow simulation in validation is not improved by the proposed calibration scheme. Figure 6 shows that the distribution of Nash–Sutcliffe efficiency computed on the square root of streamflow does not appear to change significantly for values of α under 0.34; for higher values, the performances deteriorate, but it is surprising to note that they slowly decrease while increasing α and they remain acceptable until $\alpha = 0.84$ – even though the loss of about 0.2 is significant. Beyond these values, the performances have considerably deteriorated: the calibration cannot be suitably performed on groundwater level time series only; this is an expected result, since the dynamics of groundwater level and streamflow signal are different. The same trend is observed with performances in low flows, assessed through Nash–Sutcliffe efficiency computed on the cubic root of streamflow.

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

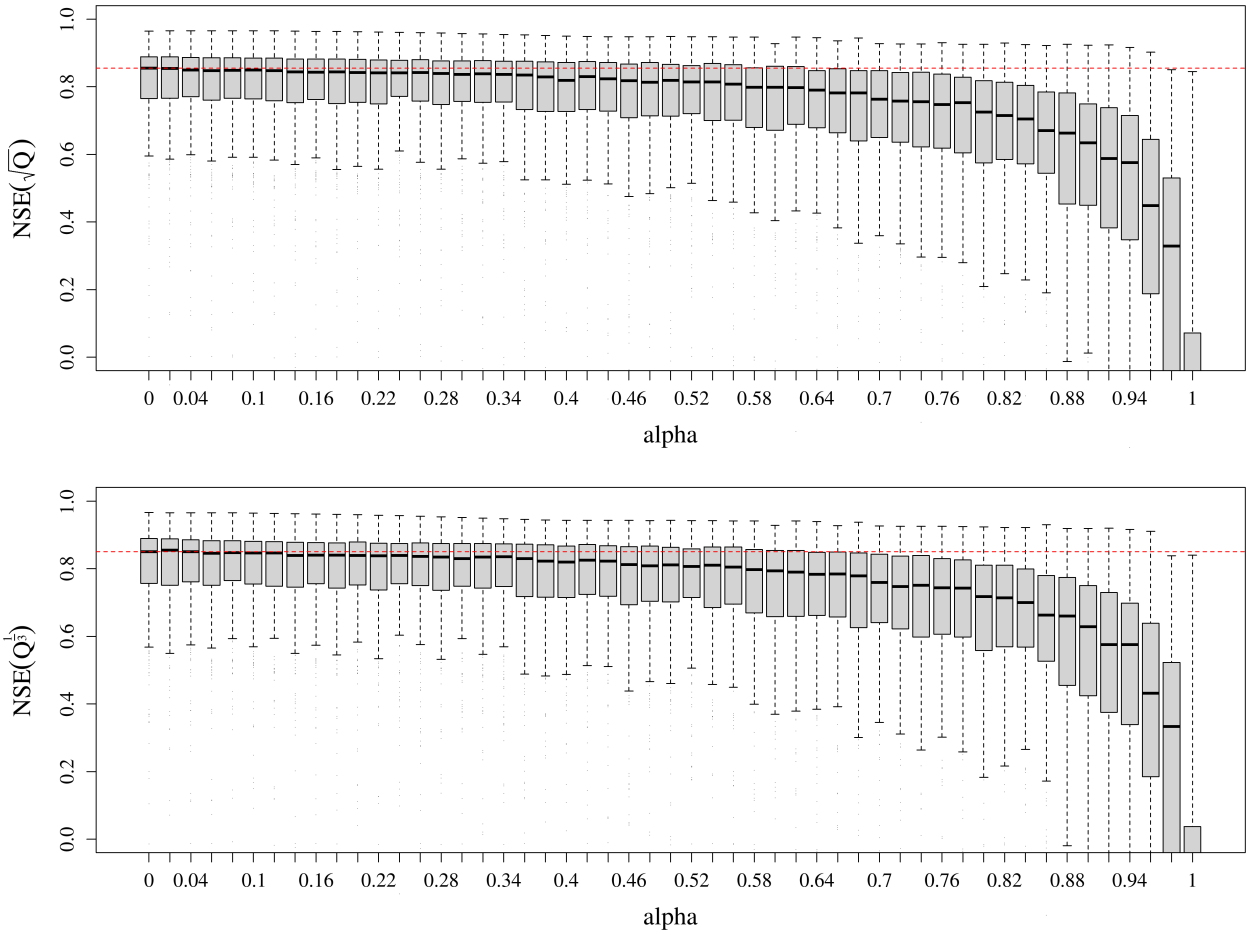


Figure 6. Distributions of the NSE criterion values, obtained in validation by the modified model on the 107 catchments, for the 51 values of α, the criterion weight. The red dashed line indicates the median NSE value for the original calibration strategy $\alpha = 0$.

4.2 Is the model able to simulate groundwater levels?

The model appears to be able to simulate groundwater levels with a satisfactory performance. Figure 7 shows the distributions of the ZError criterion for the 51 values of α, compared to the theoretically maximum possible performance which is obtained with $\alpha = 1$ – i.e. a calibration performed only on groundwater level with no streamflow information. The distribution of ZError values appears to be similar for all α values above 0.34, with a median ZError around 0.70. For α between 0.12 and 0.34, the performance decreases slightly but remains close to the best possible performance, with median ZError around 0.66. Finally, for α under 0.1, with very little groundwater level information added to the calibration process, the performance is much lower, but even for $\alpha = 0.02$, it is acceptable, with a median ZError around 0.5.

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

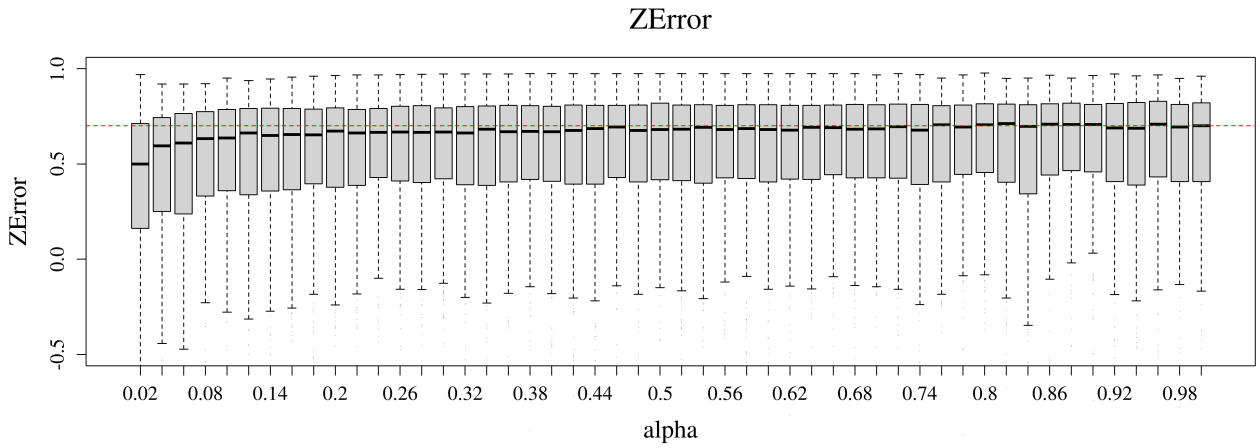


Figure 7. Distributions of the ZError criterion values obtained, for 50 values of α, the criterion weight. $\alpha = 0$ was discarded since no groundwater level simulation is performed in that case. The red dashed line indicates the median ZError value obtained with $\alpha = 1$, i.e. a calibration only on groundwater level.

4.3 Recommended calibration framework and examples

In order to objectify the differences between evaluation criteria distributions which were noted above, a Wilcoxon–Mann–Whitney test (Wilcoxon, 1945; Mann and Whitney, 1947; Bauer, 1972) was conducted. The distributions obtained for the values of α were compared with the reference ones: $\alpha = 0$, i.e. the original calibration strategy, for NSE; $\alpha = 1$, i.e. the theoretically most favourable situation for ZError. Therefore, for each value of α, two tests are conducted: one to assess whether the streamflow simulation performance has significantly deteriorated and one to evaluate whether the performance of groundwater level simulation is significantly lower than the one obtained for $\alpha = 1$. Results are presented as p-values in figure 8, with a significance threshold of 5%.

It appears that for values of α greater than 0.22, streamflow simulation performance has significantly deteriorated; for α lower than 0.12, groundwater level simulation performance is significantly below that obtained for higher values of α. A narrow interval – α between 0.14 and 0.2 – corresponds to values for which the model performance for both outputs is comparable to reference distributions: the model is as good at streamflow simulation as the original model and it cannot be better at groundwater level simulation. Therefore, it was decided to choose the value $\alpha = 0.16$ as the recommended calibration framework, even though any value in the described interval could be chosen without significantly changing the results.

Figures 9 and 10 present an example of the new calibration framework applied to the Sensée catchment in Étaing, in the north of mainland France. The Sensée River is a tributary of the Scheldt, which is influenced by the Seno-Turonian chalk aquifer – see figure 2. This catchment is an outlier with respect to the model performance distribution, since Nash–Sutcliffe efficiency is improved by 0.14 for the period shown in the figures. However, this large difference is difficult to visualise, since

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

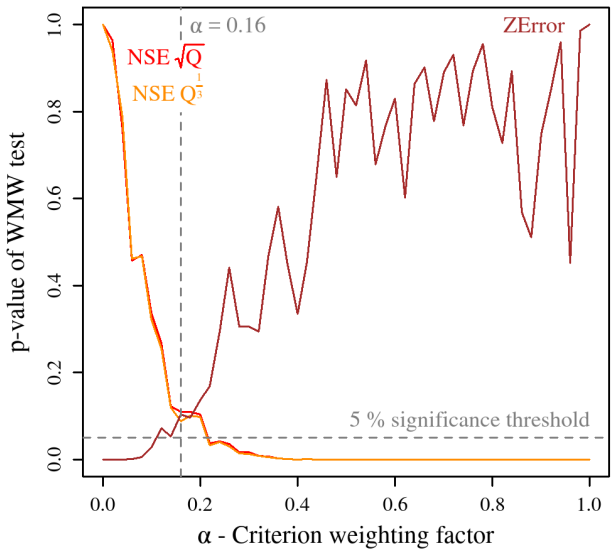


Figure 8. p-values of the Wilcoxon–Mann–Whitney tests comparing the criteria value distributions obtained for the 51 values of α with reference ones.

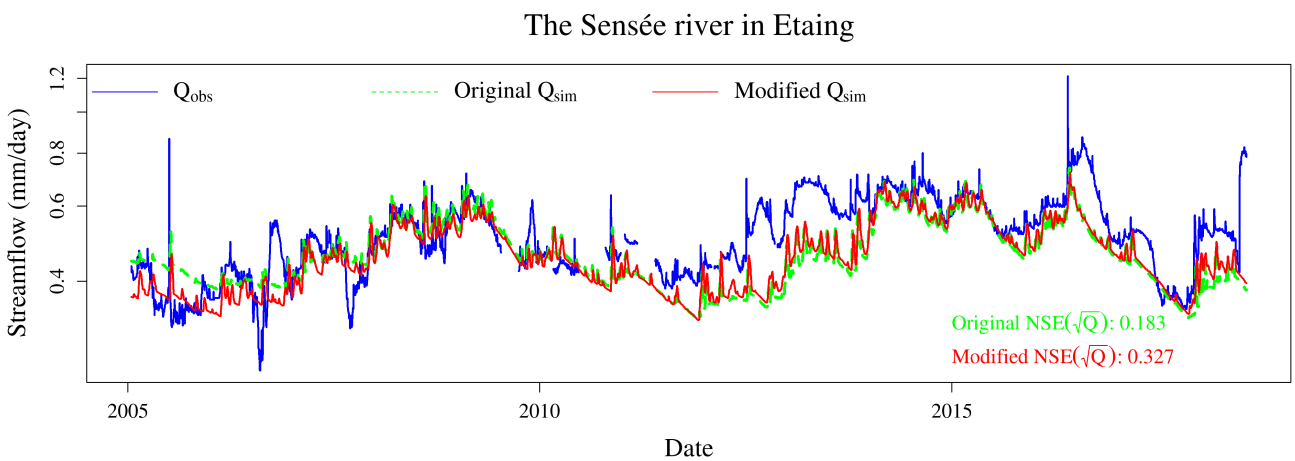


Figure 9. Observed and simulated streamflow of the Sensée River in Étaing, obtained with the original and the new calibration frameworks. Log-scale is used to focus on low flows.

the two simulated hydrographs are close. The ZError obtained is average – 0.630 – and multiyear groundwater dynamics are reproduced, but the model struggles to simulate the peaks of the observed piezometry time series.

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

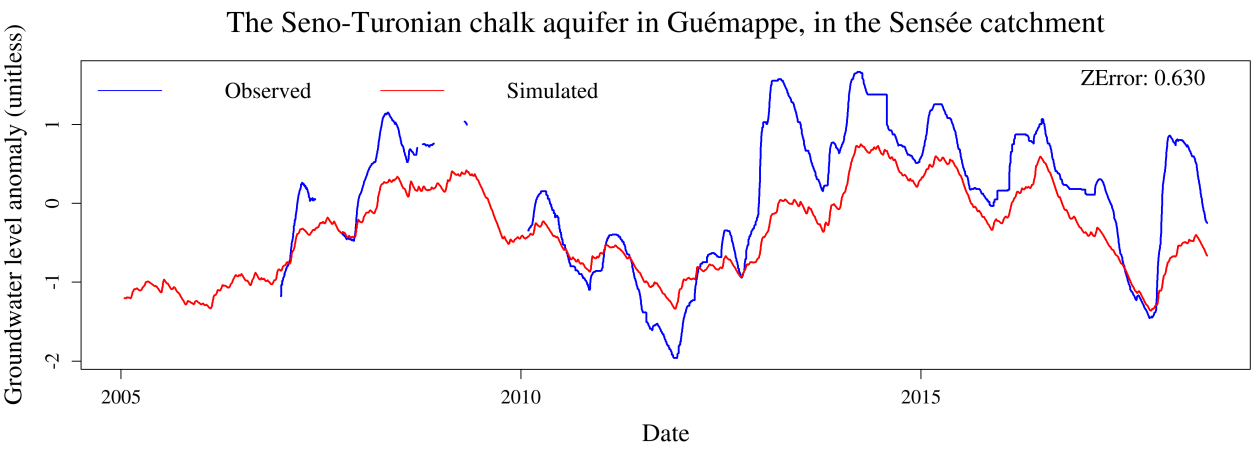


Figure 10. Observed and simulated groundwater level in the Sensée catchment, obtained with the new calibration framework.

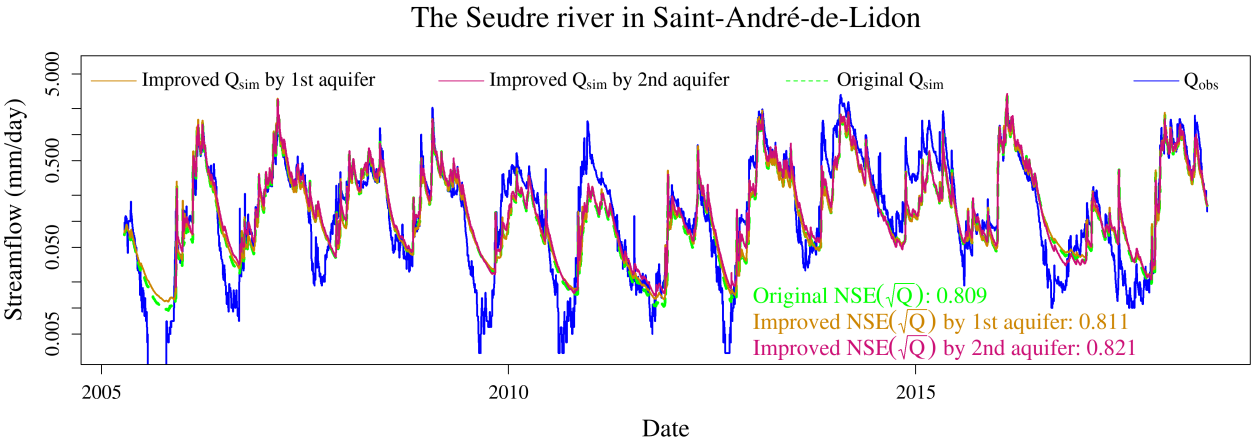


Figure 11. Observed and simulated streamflow of the Seudre River in Saint-André-de-Lidon, obtained with the original and the new calibration frameworks, for the two selected piezometers in the catchment. Log-scale is used to focus on low flows.

Another example catchment is presented in figures 11, 12 and 13: the Seudre River in Saint-André-de-Lidon. It is a small coastal river located in Saintonge, linked to two regional aquifers of the Aquitaine basin – see figure 2: the Cenomanian sands and limestones and the Late Cretaceous multi-layer limestones, each one being monitored by one selected piezometer. Figure 11 shows the results on streamflow: adding piezometry to the calibration process did not significantly improve the performance and the simulated hydrographs are not distinguishable. However, the results for groundwater simulation shown in figures 12 and 13 are satisfactory, with respective ZError values of 0.734 for Cenomanian sands and limestones and 0.787 for Late Cretaceous limestone. In addition, the main failure period for groundwater level simulation – between 2010 and 2012 – in

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

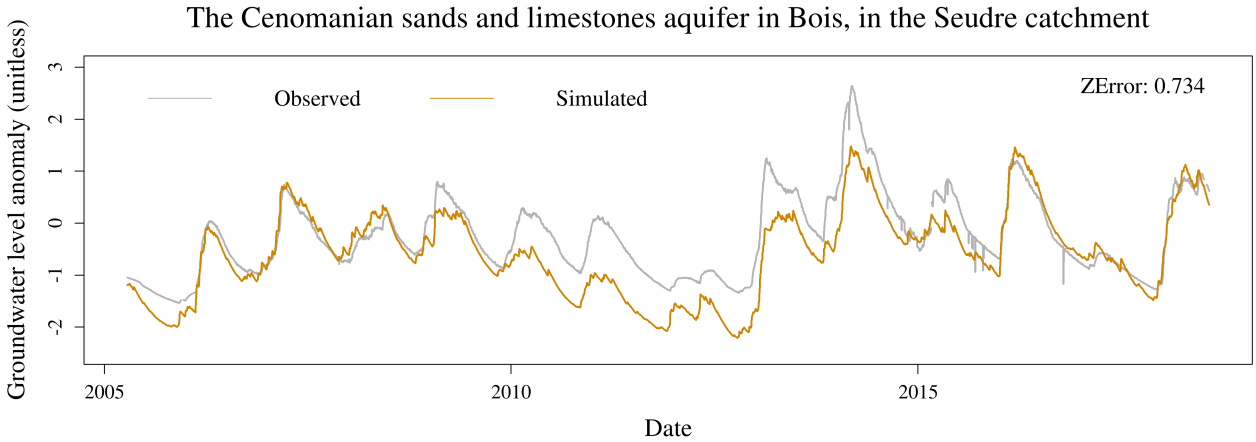


Figure 12. Observed and simulated groundwater level in the Seudre catchment, obtained with the new calibration framework: first piezometer.

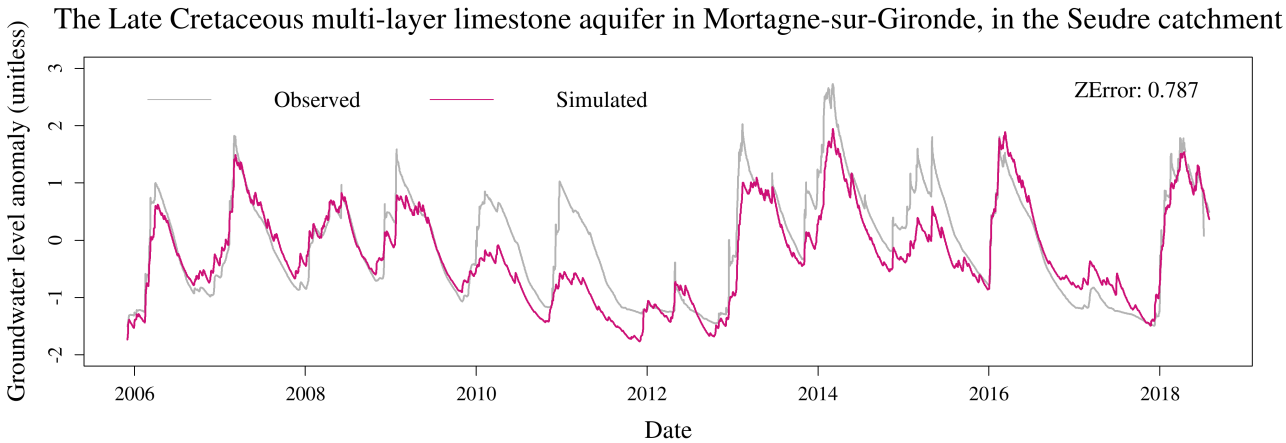


Figure 13. Observed and simulated groundwater level in the Seudre catchment, obtained with the new calibration framework: second piezometer.

which piezometry in underestimated, is also unsatisfactory for streamflow simulation, since the model is unable to reproduce the whole variability of the hydrograph during this period.

4.4 Is the new parametrisation stable?

The parametrisation stability between periods is another measure of the robustness of the model: if the parameter values depend on the calibration period, it will cast doubt on the model capacity to extrapolate streamflow values outside this period and thus, to be used, for instance, as a forecasting tool. The split-sample test allows us to assess this stability by comparing the parameter values between the two calibration periods P_1 and P_2. Figure 14 shows the results of this comparison for the six parameters

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

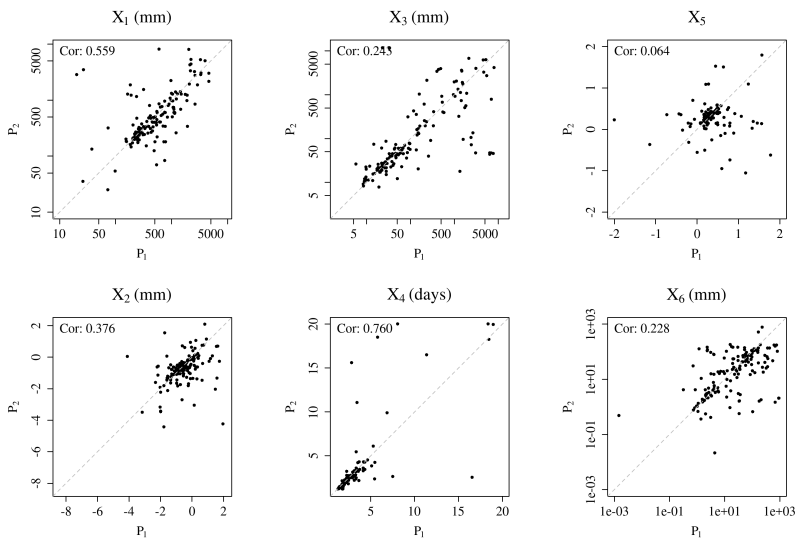


Figure 14. Comparison of the values obtained for the six model parameters through calibration on the two periods of the split-sample test, with the original calibration framework – $\alpha = 0$. Log-scale is used for visual readability of some plots. Pearson correlation between periods is indicated.

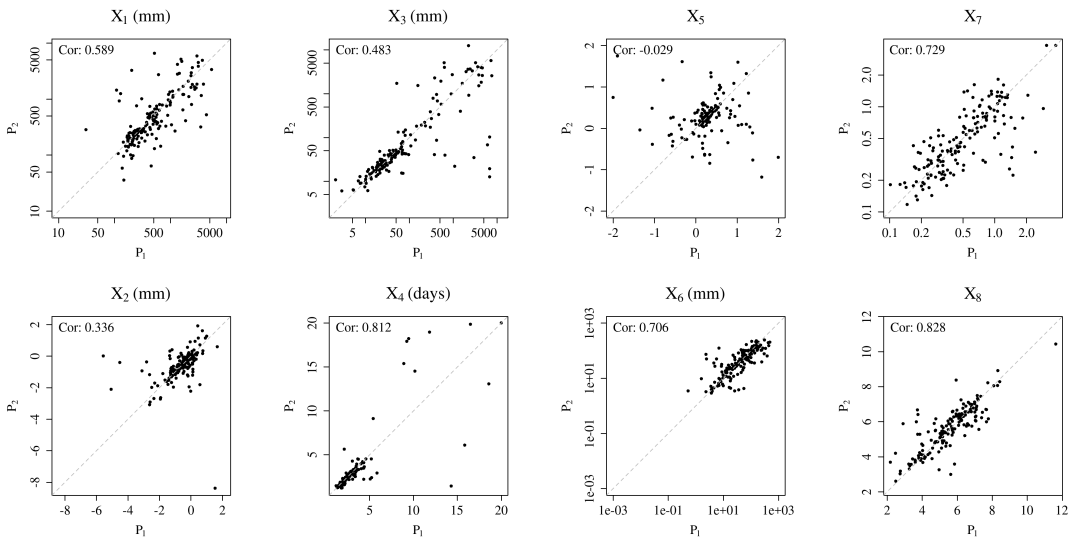


Figure 15. Comparison of the values obtained for the eight model parameters through calibration on the two periods of the split-sample test, with the composite calibration framework – $\alpha = 0.16$. Log-scale is used for visual readability of some plots. Pearson correlation between periods is indicated.

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
EGU
Discussions

of GR6J and the original calibration framework – obtained with $\alpha = 0$; figure 15 does so for the modified calibration, with the two added parameters. For each parameter, the Pearson correlation between the values obtained for the two periods was computed.

The original calibration framework leads to a rather stable parametrisation, except for the exchange threshold X_5 with a non-significant correlation between the two periods. The modified calibration, using groundwater level data, yields more stable parameter values, with increased correlations between the two periods, except for the two parameters ruling the inter-catchment exchange function, X_2 and X_5, for which the correlations have slightly deteriorated. The two added parameters, X_7 and X_8, are also very stable between periods, with a correlation of 0.73. Since the modified calibration framework is a new constraint on the routing function, it is not surprising to note that the three routing parameters – X_3, X_4 and X_6 – become significantly more stable between periods, which is a sign of an improved model robustness.

The difficult transferability of the exchange function parameter values was highlighted by de Lavenne et al. (2016). Although this function is sometimes regarded either as the result of fluxes between topographic catchment – for instance, in karstic contexts, see e.g. Le Moine et al. (2008) – or as a representation between the catchment and an externalised aquifer, it is merely used by the model as a way to correct the global water budget. Poncelet (2016) underlined the relatively marginal role of the exchange threshold X_5, introduced by Le Moine (2008), in the general performance of the model. The stability issues exposed by the present study highlight the need for further development of this exchange function to take into account the henceforth explicit representation of groundwater level through the exponential reservoir.

4.5 Is performance dependent on the regional and (hydro)geological context?

There is no direct spatial pattern in the results shown in figure 16. Since the streamflow simulation performance differences between the original and the composite calibration frameworks are weak – and non-significant – the geographical distributions of their performance are similar. High scores are noted in the Aquitaine basin, in Brittany, in Upper Champagne and for the downstream tributaries of the Loire River – Maine and Indre basins. Lower values of NSE are found in the Beauce plain, in the Somme basin, in the inland part of the North region – mostly in the Scheldt basin – and in the Saone and Rhone basin, with the particular case of the Bièvre morainic plain in which the minimum performance is reached. Other parts of the Paris basin, the North Sea coastal rivers and the Alsace plain have a mixed situation but generally do not reach the extreme points of the NSE distributions.

Catchments in which the performance gain between the two calibration frameworks is significant, i.e. beyond 0.05, are all located either on the Picardy and Normandy chalk or in the Beauce plain. It is interesting to note this significant improvement is observed in catchments in which the initial model performances was low. However, these areas also host catchments for which the composite calibration framework produces a significant deterioration of streamflow simulation performance.

As for the groundwater level simulation, the performance does not follow the same spatial distribution as streamflow. High ZError values are observed in Brittany and in the western part of the Paris basin, along a crescent running from Artois to Touraine. Lower scores are reached in the Bièvre plain, in Upper Champagne and in the extreme south of Paris basin on the Massif Central piedmont. Other regions have mixed results with no clear spatial pattern.

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

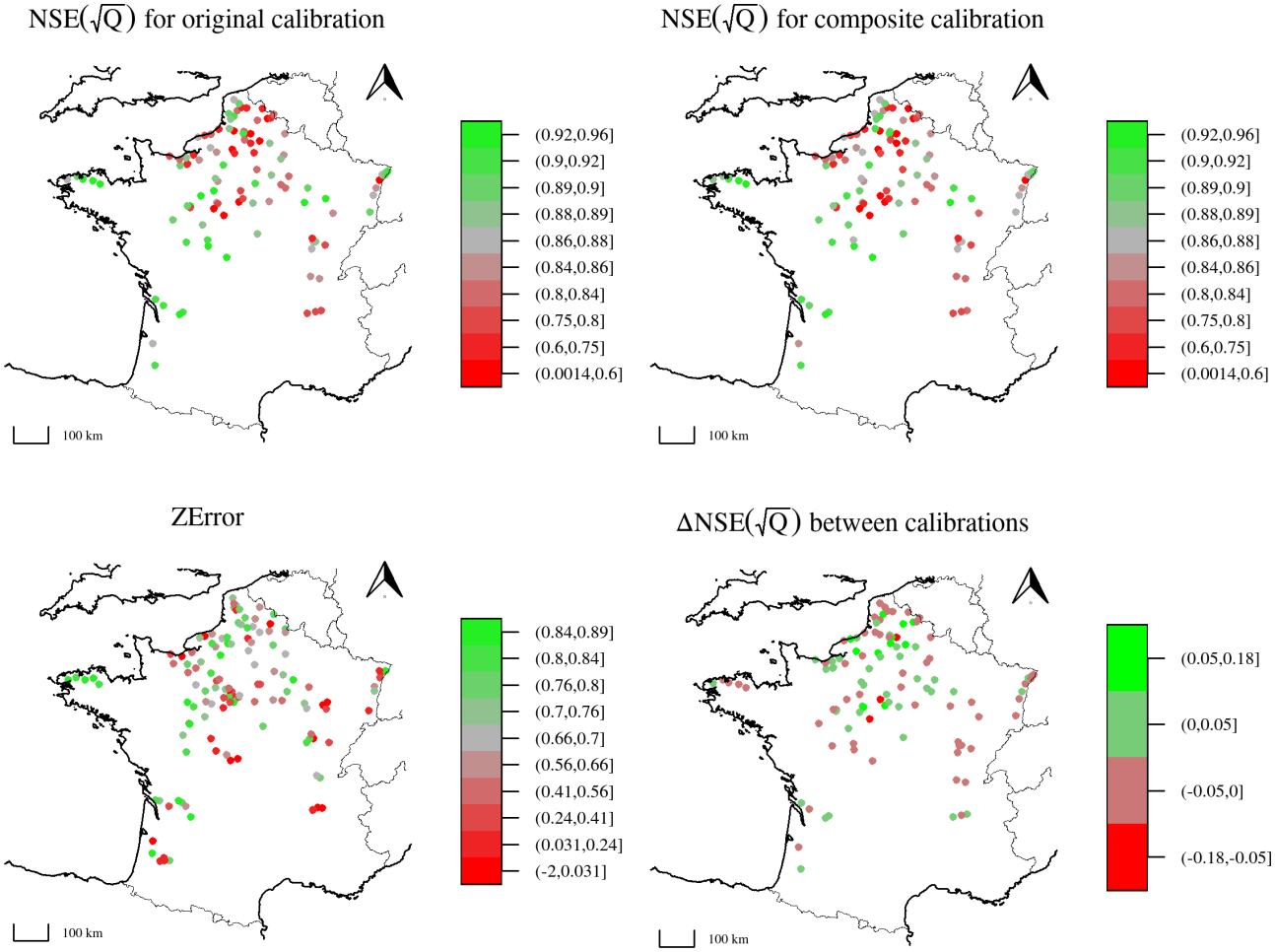


Figure 16. Map of the results. From top-left to bottom-right: value of the Nash–Sutcliffe efficiency at each gauge station, computed on the squareroot of streamflow, for the original calibration, i.e. $\alpha = 0$; value of the Nash–Sutcliffe efficiency at each gauge station, computed on the square root of streamflow, for the composite calibration, with $\alpha = 0.16$; value of the ZError criterion at each piezometer, for $\alpha = 0.16$; difference between NSE obtained with the composite and the original calibration frameworks. For each point, the maximum value among catchment/piezometer couples was chosen.

To assess the influence of the geological context, the test dataset of 160 catchment/piezometer couples was divided into six groups, detailed in table 3. The groups were established in accordance with the hydrogeological formation attributed to each piezometer, in the BDLISA reference inventory by Brugeron et al. (2018). This classification may look arbitrary or inaccurate,

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
Discussions

since each piezometer corresponds to an idiosyncratic local situation; however, such a subgroup analysis of the test dataset highlights the influence of geology on the model performance, as seen in figure 17.

For the absolute streamflow simulation performance, the original calibration framework yields high values of NSE for groups 2, 4 and 6, medium ones for group 1 and lower scores for groups 3 and 5. These patterns are found again for the composite calibration framework, even though the distribution of performances for group 5 is narrower. Regarding the difference between the two calibration frameworks, a significant improvement for a small part of the sample is observed in groups 3 and 5 too, with no deterioration of the median performance in the group, while in groups 1, 2, 4 and 6, the median performance is reduced. A significant decrease in performance is observed for a quarter of group 2 and more than a decile of group 4. As for groundwater level simulation, groups 3, 4 and 6 have narrow distributions centred around a high median score – around 0.7 – while other groups have much wider distributions including simultaneously high, medium and low scores.

Table 3. Groups of catchment/piezometer couples, gathered by geological context

Number	Number of couples	Description
1	26	Quaternary alluvia
2	11	Bedrock and Triassic sandstones
3	72	Chalk and Cretaceous limestones
4	20	Paleogene and Neogene limestones
5	19	Jurassic limestones
6	12	Cretaceous sands

4.6 Synthesis: which calibration should be used in which context?

The analyses performed in the previous sections lead to the following recommendations for the model calibration:

- in most catchments, no improvement in streamflow simulation is expected using a composite calibration framework with groundwater level data;
- in catchments in which the original model already performs well, adding groundwater level data to the calibration is probably useless to improve streamflow simulation performance;
- in catchments in which the model reaches lower validation scores, a performance improvement is possible but not probable and it is most likely to happen in a chalk or tertiary limestone context;
- the model, with composite calibration, is able to simulate groundwater level with satisfactory performance for chalk, tertiary limestones and Cretaceous sand aquifers;
- groundwater level simulation is more uncertain for other geological contexts (quaternary formations, bedrock, Triassic sandstones or Jurassic limestones). Good results have been observed in the bedrock context of Brittany.

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
Discussions

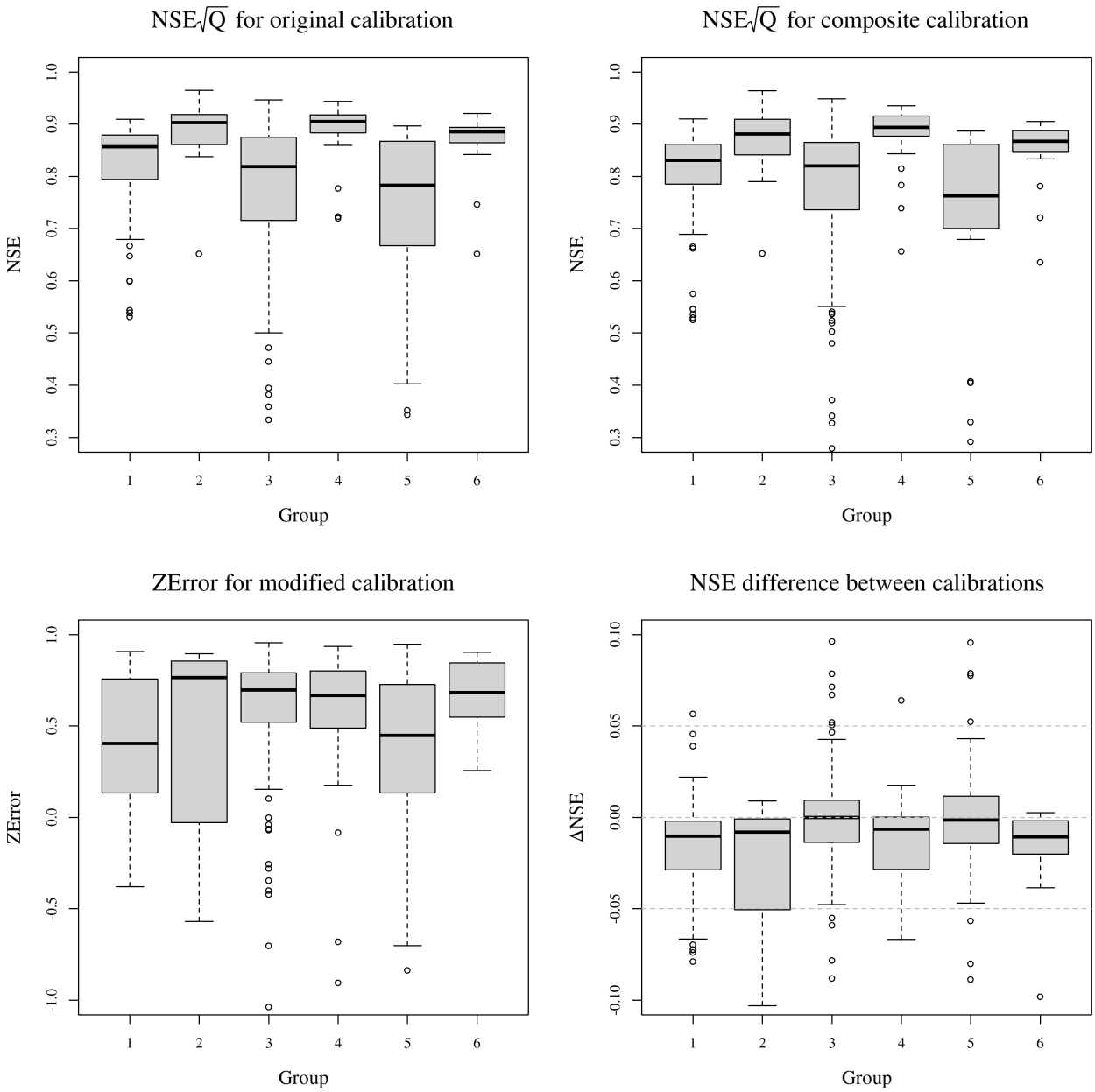


Figure 17. Distributions of results for groups detailed in table 3. From top-left to bottom-right: value of the Nash–Sutcliffe efficiency for each couple, computed on the square root of streamflow, for the original calibration, i.e. $\alpha = 0$; value of the Nash–Sutcliffe efficiency for each couple, computed on the square root of streamflow, for the composite calibration, with $\alpha = 0.16$; value of the ZError criterion for each couple, for $\alpha = 0.16$; difference between NSE obtained with the composite and the original calibration frameworks.

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
Discussions

5 Conclusions

The study presented here concerns the implementation of a new calibration procedure for an existing streamflow simulation model, GR6J; it is not about the development of a completely new model. For each catchment, among all parameter sets that yield a similar value of the evaluation criterion, we identified a particular parameter set which is able to simulate, moreover, groundwater level. This new modelling capacity does not induce a significant deterioration in the streamflow simulation performance, neither does it improve it, except in a few particular cases. However, an advantage of the composite calibration framework was highlighted: since we identified a particular parameter set among equivalent sets for streamflow, we probably reduced equifinality in the model calibration, which is suggested by the parameter stability improvement. We may thus expect a more robust model.

Beyond streamflow simulation, being able to simulate groundwater level using such a lumped conceptual model – much simpler and lighter to implement than usual groundwater models – is likely to lead to new uses of GR6J. Thereby, since GR6J is part of the operational low-flow forecasting platform Premhyce (Nicolle et al., 2020; Tilmant et al., 2020), it is conceivable to use it as a groundwater level sub-seasonal forecasting tool in some chosen points in France, which is crucial for groundwater resource management anticipation. Further studies are needed to evaluate the framework in forecasting mode; a data assimilation process may be necessary to improve the forecast liability and smoothness. Although this study does not include any modification of the streamflow simulation scheme, it offers an overview of possible modifications: the division coefficient between the routing and the exponential stores remained fixed in the present study and may become a new model parameter to rule the size of the aquifer–river flux; the role of the exchange function needs to be clarified and its formulation has to become more stable and readable.

The results presented in this paper can be seen as *truly encouraging* – realistic representation of the piezometric variability as one of the states of the model – but scientific honesty requires us to mention that to us they were – at least initially – *truly disappointing*, because we aimed at improving the overall representation of streamflow through inclusion of piezometric information and not the other way around. Of course, a question arises that we do not wish to avoid in this paper: is this disappointing conclusion model-specific, i.e. is it due to the conceptual nature of the GR6J model? Would a less conceptual and more descriptive model have yielded more satisfactory results? Would a more heavily parameterised model have yielded more satisfactory results? Let us first answer this second question: equifinality is a plague in all modelling efforts, and we would not claim as a success an operation that would consist in improving marginally the situation of a model that was previously impossible to calibrate. Thus, we reject the critique on model complexity as unworthy for a modeller. Concerning the physical realism of the model, we can accept the critique. But we would counter the critique in that the fact that the exponential reservoir – introduced in GR6J structure to represent the slow aquifer transfers – represents either well or very well the dynamics of piezometers on a large catchment set cannot be the sheer consequence of luck. If the piezometric measurements are well represented, both on the calibration and the validation period, this means that our mathematical representation is adequate for describing the underlying physical processes.

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

Code and data availability. Streamflow data are available on the Banque HYDRO website (SCHAPI, 2021), their use is limited to particular conditions. Climatic data are avaiblable upon request to Météo France for research use. Groundwater level data are available on the ADES website (BRGM, 2021); their use is conditioned to the Etalab open licence. The original version of GR6J is available in the open-source R package airGR (Coron et al., 2021).

Appendix A: Detailed operation of the GR6J model

A1 Production function

The production function is mainly composed of a production store, whose capacity X_1 is the first parameter of the model. Inputs are P the daily rainfall depth and E the daily potential evaporation. Rainfall is neutralised by evaporation to compute net rainfall P_n and net evaporation E_n:

- If $P > E$, then $P_n = P - E$ and $E_n = 0$;
- Otherwise, $P_n = 0$ and $E_n = E - P$.

If P_n is positive, a part of it, P_s, feeds the production store, which has a level S and a parameter X_1:

$$P_s = \frac{X_1 \left(1 - \left(\frac{S}{X_1}\right)^2\right) \tanh\left(\frac{P_n}{X_1}\right)}{1 + \frac{S}{X_1} \tanh\left(\frac{P_n}{X_1}\right)} \; ; \; E_s = 0 \tag{A1}$$

Otherwise, a part E_s of E_n is taken from the production store:

$$E_s = \frac{S \left(2 - \frac{S}{X_1}\right) \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S}{X_1}\right) \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)} \; ; \; P_s = 0 \tag{A2}$$

The content of the production store is then updated by $S = S - E_s + P_s$. Part of the water content of the production store $Perc$ percolates to the routing function:

$$Perc = S \left(1 - \left(1 + \left(\frac{4S}{9X_1}\right)^4\right)^{-\frac{1}{4}}\right) \tag{A3}$$

The content of the production store is updated again by $S = S - Perc$. The quantity of water P_r that reaches the routing part of the model is finally $P_r = Perc + P_n - P_s$.

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
Discussions

A2 Unit hydrographs

P_r is divided into two components: 90% are routed through the one-sided unit hydrograph UH_1 and the remaining 10%, through a two-sided unit hydrograph UH_2. The cumulated ordinates of the unit hydrographs $SH_1(t)$ and $SH_2(t)$ are determined by the basetime X_4, for $t \in \mathbb{N}$:

$$SH_1(t) = \begin{cases} 0 & \text{if } t = 0 \\ \left(\frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}} & \text{if } 0 < t < X_4 \\ 1 & \text{if } t \geq X_4 \end{cases} \tag{A4}$$

$$SH_2(t) = \begin{cases} 0 & \text{if } t = 0 \\ \frac{1}{2}\left(\frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}} & \text{if } 0 < t < X_4 \\ 1 - \frac{1}{2}\left(2 - \frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}} & \text{if } X_4 \leq t < 2X_4 \\ 1 & \text{if } t \geq 2X_4 \end{cases} \tag{A5}$$

Ordinates $UH_1(t)$ and $UH_2(t)$ are then computed differentiating the cumulated ordinates:

$$UH_1(t) = SH_1(t) - SH_1(t-1)\ ;\ UH_2(t) = SH_2(t) - SH_2(t-1) \tag{A6}$$

Finally, the respective outputs of the first unit hydrograph Q_9 and the second one Q_1 are computed through a convolution of P_r:

$$Q_9(t) = 0.9 \sum_{k=1}^{\lfloor X_4 \rfloor + 1} UH_1(k) P_r(t-k+1) \tag{A7}$$

$$Q_1(t) = 0.1 \sum_{k=1}^{\lfloor 2X_4 \rfloor + 1} UH_2(k) P_r(t-k+1) \tag{A8}$$

A3 Routing stores

This part of the model structure is composed of two branches, that of the stores – fed by Q_9 from the first unit hydrograph – and the direct branch – fed by Q_1 from the second unit hydrograph. In the stores' branch, Q_9 is partitioned between the two stores, with 60% for the routing store and 40% for the exponential store. A potential exchange $Exch$ is computed from the water content of the routing stores $Rout$, its capacity X_3 and the exchange parameters X_2 and X_5:

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

$$Exch = X_2 \left(\frac{Rout}{X_3} - X_5 \right) \tag{A9}$$

This flux can be negative, zero or positive. Since the routing store cannot have a water content $Rout$ under zero, the actual exchange flux from the routing store $AExch_1$ is limited by the content of the latter, which gives the following equation:

$$AExch_1 = \begin{cases} Exch & \text{if } Rout + 0.6\, Q_9 + Exch \geq 0 \\ -Rout - 0.6\, Q_9 & \text{otherwise} \end{cases} \tag{A10}$$

The routing reservoir is then filled with:

$$Rout = Rout + Q_9 + AExch_1 \tag{A11}$$

And the output Q_R of the routing reservoir is computed as:

$$Q_R = Rout \left(1 - \left(1 + \left(\frac{Rout}{X_3} \right)^4 \right)^{-\frac{1}{4}} \right) \tag{A12}$$

The water content of the reservoir is finally updated as $Rout = Rout - Q_R$.

As for the exponential store, it is a bottomless reservoir whose water content Exp can be negative. Therefore, no case disjunction is necessary and the store can be filled with:

$$Exp = Exp + 0.4\, Q_9 + Exch \tag{A13}$$

Its output is computed, using its capacity X_6, as:

$$Q_{Rexp} = X_6 \log \left(1 + \exp \left(\frac{Exp}{X_6} \right) \right) \tag{A14}$$

The exponential store can now be updated using $Exp = Exp - Q_{Rexp}$.

The second branch, fed by Q_1, is also subject to exchange $AExch_2$ with a case disjunction:

$$AExch_2 = \begin{cases} Exch & \text{if } Q_1 + Exch \geq 0 \\ -Q_1 & \text{otherwise} \end{cases} \tag{A15}$$

The output of the second branch Q_d can now be computed using $Q_d = Q_1 - AExch2$. The simulated streamflow Q_{sim} is finally computed by adding the components from the three branches:

$$Q_{sim} = Q_R + Q_{Rexp} + Q_d \tag{A16}$$

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
EGU
Discussions

Appendix B: Parameter ranges and transformations used for original and modified GR6J calibration

Table B1. Parameter ranges and transformation functions

Parameter	Unit	Description	Search range	Transformation function	Reciprocal transformation
X_1	mm	Production store capacity	$\mathbb{R}_+^*$	$x \mapsto \log(x)$	$x \mapsto \exp(x)$
X_2	mm/day	Inter-catchment exchange coefficient	$[-9.99; 9.99]$	Id	Id
X_3	mm	Routing store capacity	$\mathbb{R}_+^*$	$x \mapsto \log(x)$	$x \mapsto \exp(x)$
X_4	days	Unit hydrographs time base	$[0.5; 20]$	$x \mapsto 9.99 + 19.98\left(\frac{x-20}{19.5}\right)$	$x \mapsto 20 + 19.5\left(\frac{x-9.99}{19.98}\right)$
X_5	unitless	Inter-catchment exchange threshold	$[-2; 2]$	$x \mapsto 5.0x$	$x \mapsto x/5.0$
X_6	mm	Exponential store capacity	$\mathbb{R}_+^*$	$x \mapsto \log(x)$	$x \mapsto \exp(x)$
X_7	unitless	Groundwater linear coefficient	$]0; 4]$	$x \mapsto 20\sqrt{\tanh x} - 10$	$x \mapsto \operatorname{argtanh}\left(\left(\frac{x+10.0}{20.0}\right)^2\right)$
X_8	unitless	Groundwater linear offset	$]0; 20[$	$x \mapsto x - 10$	$x \mapsto x + 10$

Appendix C: Table of variables

Data availability

Streamflow data are available on the Banque Hydro website (SCHAPI, 2021). Groundwater level data are available on the ADES website (BRGM, 2021). The national hydrogeological reference map is available on the BD LISA website https://bdlisa.eaufrance.fr (Brugeron et al., 2018). Climatic data are available for research purpose upon request to the French national weather service Météo France.

Author contributions. Both authors conceptualised the method. AP performed the tests on the dataset and developed the computing code. Both authors wrote the paper.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgements. This work is part of the CIPRHES project, funded by the French national research agency ANR (grant #ANR-20-CE04-0009), and a PhD funded by the French ministry of Environmental Transition (MTE). The stream network shown in maps is from the BD CARTO database (IGN, 2021). We would like to thank Delphine ALLIER (BRGM) for the help in selecting the test dataset and Jean-Baptise BOISSONNAT (INRAE Antony) and Benoît GÉNOT (INRAE Antony, now at U.R.B.S.) for the database maintenance. We extend our warmest thanks to Charles PERRIN (INRAE Antony), Paul ASTAGNEAU (INRAE Antony) and François BOURGIN (INRAE Antony) for

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Discussions

Table C1. Table of variables used in the document

Variable	Unit	Description
α	unitless	Composite calibration weight
$AExch_1$	mm/day	Actual exchange of the routing store
$AExch_2$	mm/day	Actual exchange of the direct branch
$C(\alpha)$	unitless	Composite calibration objective function
δ_z	unitless	Piezometric anomaly
$\delta_{z,obs}$	unitless	Observed piezometric anomaly
$\delta_{z,sim}$	unitless	Simulated piezometric anomaly
E	mm/day	Daily potential evaporation used as model input
E_n	mm/day	Net evaporation
E_s	mm/day	Part of evaporation withdrawn from the production store
$Exch$	mm/day	Potential exchange flux
Exp	mm	Exponential store level
NSE	unitless	Nash-Sutcliffe efficiency
P	mm/day	Daily rainfall used as model input
P_n	mm/day	Net rainfall
P_r	mm/day	Flux reaching the routing part of the model
P_s	mm/day	Part of rainfall filling the production store
$Perc$	mm/day	Percolation flux
Q_1	mm/day	Output of the two-sided unit hydrograph
Q_9	mm/day	Output of the one-sided unit hydrograph
Q_d	mm/day	Output of the direct branch
Q_R	mm/day	Output of the routing store
Q_{Rexp}	mm/day	Output of the exponential store
Q_sim	mm/day	Daily simulated streamflow
$Rout$	mm	Routing store level
S	mm	Production store level
$SH_1(t)$	unitless	Cumulative ordinates of the one-sided unit hydrograph
$SH_2(t)$	unitless	Cumulative ordinates of the two-sided unit hydrograph
$UH_1(t)$	unitless	Ordinates of the one-sided unit hydrograph
$UH_2(t)$	unitless	Ordinates of the two-sided unit hydrograph
X_1	mm	Production store capacity
X_2	mm/day	Inter-catchment exchange coefficient
X_3	mm	Routing store capacity
X_4	days	Unit hydrographs time base
X_5	unitless	Inter-catchment exchange threshold
X_6	mm	Exponential store capacity
X_7	unitless	Groundwater linear coefficient
X_8	unitless	Groundwater linear offset
z	m NGF	Absolute groundwater level
$\bar{z}$	m NGF	Mean absolute groundwater level
$ZError$	unitless	Error criterion on groundwater level
z_{obs}	m NGF	Absolute observed groundwater level
z_{sim}	m NGF	Absolute simulated groundwater level

their thorough proofreading which considerably improved the manuscript. Last but not least, computing codes could not have been developed without the precious expertise and availability of Olivier DELAIGUE (INRAE Antony).

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
EGU
Discussions

References

Ardia, D., Arango, J. O., and Gomez, N. G.: Jump-Diffusion Calibration using Differential Evolution, Wilmott Magazine, 55, 76–79, https://mpra.ub.uni-muenchen.de/id/eprint/27852, 2011a.

Ardia, D., Boudt, K., Carl, P., Mullen, K. M., and Peterson, B. G.: Differential Evolution with DEoptim: An Application to Non-Convex Portfolio Optimization, The R Journal, 3, 27–34, https://journal.r-project.org/archive/2011-1/RJournal_2011-1_Ardia~et~al.pdf, 2011b.

Ardia, D., Mullen, K. M., Peterson, B. G., and Ulrich, J.: DEoptim: Differential Evolution in R, https://CRAN.R-project.org/package=DEoptim, version 2.2-5, 2020.

Aubert, D., Loumagne, C., and Oudin, L.: Sequential assimilation of soil moisture and streamflow data in a conceptual rainfall–runoff model, Journal of Hydrology, 280, 145–161, https://doi.org/10.1016/s0022-1694(03)00229-4, 2003a.

Aubert, D., Loumagne, C., Oudin, L., and Hégarat-Mascle, S. L.: Assimilation of soil moisture into hydrological models: the sequential method, Canadian Journal of Remote Sensing, 29, 711–717, https://doi.org/10.5589/m03-042, 2003b.

Barthel, R.: HESS Opinions "Integration of groundwater and surface water research: an interdisciplinary problem?", Hydrology and Earth System Sciences, 18, 2615–2628, https://doi.org/10.5194/hess-18-2615-2014, 2014.

Barthel, R. and Banzhaf, S.: Groundwater and Surface Water Interaction at the Regional-scale – A Review with Focus on Regional Integrated Models, Water Resources Management, 30, 1–32, https://doi.org/10.1007/s11269-015-1163-z, 2015.

Bartlett, M. S. and Porporato, A.: A Class of Exact Solutions of the Boussinesq Equation for Horizontal and Sloping Aquifers, Water Resources Research, 54, 767–778, https://doi.org/10.1002/2017WR022056, 2018.

Bauer, D. F.: Constructing Confidence Sets Using Rank Statistics, Journal of the American Statistical Association, 67, 687–690, https://doi.org/10.1080/01621459.1972.10481279, 1972.

Bel, F., Lacroix, A., Mollard, A., David, C., Beaudoin, N., Mary, B., Vachaud, G., Vauclin, M., and Garino, B.: Une approche interdisciplinaire, pluri-échelle, multipartenaire des pollutions diffuses de l'eau : l'expérience de La Côte Saint-André (Isère), La Houille Blanche, pp. 72–79, https://doi.org/10.1051/lhb/1999074, 1999.

Bergström, S. and Forsman, A.: Development of a conceptual deterministic rainfall-runoff model, Hydrology Research, 4, 147–170, https://doi.org/10.2166/nh.1973.0012, 1973.

Bergström, S. and Sandberg, G.: Simulation of Groundwater Response by Conceptual Models, Hydrology Research, 14, 71–84, https://doi.org/10.2166/nh.1983.0007, 1983.

Beven, K.: Hydrograph separation?, in: Proc.BHS Third National Hydrology Symposium, pp. 3.2–3.8, Institute of hydrology, 1991.

Beven, K.: Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling, Advances in Water Resources, 16, 41–51, https://doi.org/10.1016/0309-1708(93)90028-e, 1993.

Beven, K.: Rainfall-Runoff Modelling, John Wiley & Sons, Ltd, https://doi.org/10.1002/9781119951001, 2012.

Borzì, I., Bonaccorso, B., and Fiori, A.: A Modified IHACRES Rainfall-Runoff Model for Predicting the Hydrologic Response of a River Basin Connected with a Deep Groundwater Aquifer, Water, 11, 2031, https://doi.org/10.3390/w11102031, 2019.

BRGM: ADES: portail national d'accès aux données sur les eaux souterraines, https://ades.eaufrance.fr/, 2021.

Brugeron, A., Paroissien, J., and Tillier, L.: Référentiel hydrogéologique BDLISA version 2 : Principes de construction et évolutions, Rapport final RP-67489-FR, BRGM, http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-67489-FR.pdf, 2018.

Brunner, P. and Simmons, C. T.: HydroGeoSphere: A Fully Integrated, Physically Based Hydrological Model, Ground Water, 50, 170–176, https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2011.00882.x, 2011.

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
Discussions

Carlier, C., Wirth, S. B., Cochand, F., Hunkeler, D., and Brunner, P.: Geology controls streamflow dynamics, Journal of Hydrology, 566, 756–769, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.08.069, 2018.

Castany, G.: Traité pratique des eaux souterraines, Dunod, 1963.

Coron, L., Thirel, G., Delaigue, O., Perrin, C., and Andréassian, V.: The Suite of Lumped GR Hydrological Models in an R package, Environmental Modelling and Software, 94, 166–171, https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.05.002, 2017.

Coron, L., Delaigue, O., Thirel, G., Dorchies, D., Perrin, C., and Michel, C.: airGR: Suite of GR Hydrological Models for Precipitation-Runoff Modelling, https://doi.org/10.15454/EX11NA, r package version 1.6.10.4, 2021.

Creutzfeldt, B., Ferré, T., Troch, P., Merz, B., Wziontek, H., and Güntner, A.: Total water storage dynamics in response to climate variability and extremes: Inference from long-term terrestrial gravity measurement, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 117, https://doi.org/10.1029/2011JD016472, 2012.

Dassargues, A., Maréchal, J. C., Carabin, G., and Sels, O.: On the necessity to use three-dimensional groundwater models for describing impact of drought conditions on streamflow regimes, in: Hydrological Extremes : Understanding, Predicting, Mitigating, edited by Press, I., pp. 165–170, 1999.

de Lavenne, A., Thirel, G., Andréassian, V., Perrin, C., and Ramos, M.-H.: Spatial variability of the parameters of a semi-distributed hydrological model, Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences, 373, 87–94, https://doi.org/10.5194/piahs-373-87-2016, 2016.

Delaigue, O., Génot, B., Lebecherel, L., Brigode, P., and Bourgin, P.-Y.: Base de données hydroclimatiques observées à l'échelle de la France, INRAE, UR HYCAR, https://webgr.inrae.fr/base-de-donnees, 2021.

Dembélé, M., Hrachowitz, M., Savenije, H. H. G., Mariéthoz, G., and Schaefli, B.: Improving the Predictive Skill of a Distributed Hydrological Model by Calibration on Spatial Patterns With Multiple Satellite Data Sets, Water Resources Research, 56, https://doi.org/10.1029/2019wr026085, 2020.

Demirel, Özen, Orta, Toker, Demir, Ekmekcioğlu, Tayşi, Eruçar, Sağ, Sarı, Tuncer, Hancı, Özcan, Erdem, Koşucu, Başakın, Ahmed, Anwar, Avcuoğlu, Vanlı, Stisen, and Booij: Additional Value of Using Satellite-Based Soil Moisture and Two Sources of Groundwater Data for Hydrological Model Calibration, Water, 11, 2083, https://doi.org/10.3390/w11102083, 2019.

Eddelbuettel, D.: RcppDE: Global Optimization by Differential Evolution in C++, https://CRAN.R-project.org/package=RcppDE, r package version 0.1.6, 2018.

Efstratiadis, A., Nalbantis, I., Koukouvinos, A., Rozos, E., and Koutsoyiannis, D.: HYDROGEIOS: a semi-distributed GIS-based hydrological model for modified river basins, Hydrology and Earth System Sciences, 12, 989–1006, https://doi.org/10.5194/hess-12-989-2008, 2008.

El-Nasr, A. A., Arnold, J. G., Feyen, J., and Berlamont, J.: Modelling the hydrology of a catchment using a distributed and a semi-distributed model, Hydrological Processes, 19, 573–587, https://doi.org/10.1002/hyp.5610, 2005.

Feyen, L., Vázquez, R., Christiaens, K., Sels, O., and Feyen, J.: Application of a distributed physically-based hydrological model to a medium size catchment, Hydrology and Earth System Sciences, 4, 47–63, https://doi.org/10.5194/hess-4-47-2000, 2000.

Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., and Martinez, G. F.: Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling, Journal of Hydrology, 377, 80–91, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003, 2009.

Guérin, A., Devauchelle, O., Robert, V., Kitou, T., Dessert, C., Quiquerez, A., Allemand, P., and Lajeunesse, E.: Stream-Discharge Surges Generated by Groundwater Flow, Geophysical Research Letters, 46, 7447–7455, https://doi.org/10.1029/2019GL082291, 2019.

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
EGU
Discussions

Habets, F., Gascoin, S., Korkmaz, S., Thiéry, D., Zribi, M., Amraoui, N., Carli, M., Ducharne, A., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Noilhan, J., Ottlé, C., and Viennot, P.: Multi-model comparison of a major flood in the groundwater-fed basin of the Somme River (France), Hydrology and Earth System Sciences, 14, 99–117, https://doi.org/10.5194/hess-14-99-2010, 2010.

Hayashi, M.: Alpine Hydrogeology: The Critical Role of Groundwater in Sourcing the Headwaters of the World, Groundwater, 58, 498–510, https://doi.org/doi.org/10.1111/gwat.12965, 2020.

Herron, N. and Croke, B.: Including the influence of groundwater exchanges in a lumped rainfall-runoff model, Mathematics and Computers in Simulation, 79, 2689–2700, https://doi.org/10.1016/j.matcom.2008.08.007, 2009.

Hughes, D. A.: Incorporating groundwater recharge and discharge functions into an existing monthly rainfall–runoff model/Incorporation de fonctions de recharge et de vidange superficielle de nappes au sein d'un modèle pluie-débit mensuel existant, Hydrological Sciences Journal, 49, https://doi.org/10.1623/hysj.49.2.297.34834, 2004.

IGN: BD CARTO, Institut national de l'information géographique et forestière, https://geoservices.ign.fr/documentation/donnees/vecteur/bdcarto, 2021.

Immerzeel, W. and Droogers, P.: Calibration of a distributed hydrological model based on satellite evapotranspiration, Journal of Hydrology, 349, 411–424, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.11.017, 2008.

Jakeman, A. J. and Hornberger, G. M.: How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model?, Water Resources Research, 29, 2637–2649, https://doi.org/10.1029/93wr00877, 1993.

Jian, J., Ryu, D., Costelloe, J. F., and Su, C.-H.: Towards hydrological model calibration using river level measurements, Journal of Hydrology: Regional Studies, 10, 95–109, https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2016.12.085, 2017.

Khu, S.-T., Madsen, H., and di Pierro, F.: Incorporating multiple observations for distributed hydrologic model calibration: An approach using a multi-objective evolutionary algorithm and clustering, Advances in Water Resources, 31, 1387–1398, https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2008.07.011, 2008.

Klemeš, V.: Operational testing of hydrological simulation models, Hydrological Sciences Journal, 31, 13–24, https://doi.org/10.1080/02626668609491024, 1986.

Kling, H., Fuchs, M., and Paulin, M.: Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios, Journal of Hydrology, 424-425, 264–277, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.01.011, 2012.

Käser, D. and Hunkeler, D.: Contribution of alluvial groundwater to the outflow of mountainous catchments, Water Resources Research, 52, 680–697, https://doi.org/10.1002/2014WR016730, 2016.

Lalot, E., Curie, F., Wawrzyniak, V., Baratelli, F., Schomburgk, S., Flipo, N., Piegay, H., and Moatar, F.: Quantification of the contribution of the Beauce groundwater aquifer to the discharge of the Loire River using thermal infrared satellite imaging, Hydrology and Earth System Sciences, 19, 4479–4492, https://doi.org/10.5194/hess-19-4479-2015, 2015.

Le Moine, N.: Le bassin versant de surface vu par le souterrain : une voie d'amélioration des performances et du réalisme des modèles pluie-débit ?, Ph.D. thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, cemagref Antony, 2008.

Le Moine, N., Andréassian, V., and Mathevet, T.: Confronting surface- and groundwater balances on the La Rochefoucauld-Touvre karstic system (Charente, France), Water Resources Research, 44, https://doi.org/10.1029/2007wr005984, 2008.

Leleu, I., Tonnelier, I., Puechberty, R., Gouin, P., Viquendi, I., Cobos, L., Foray, A., Baillon, M., and Ndima, P.-O.: La refonte du système d'information national pour la gestion et la mise à disposition des données hydrométriques, La Houille Blanche, pp. 25–32, https://doi.org/10.1051/lhb/2014004, 2014.

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
Discussions

Lenhardt, F., Doucet, N., Boisson, M., and Billault, P.: The Cenomanian Sands aquifer model: an effective groundwater management tool, Tech. rep., SOGREAH, http://feflow.info/fileadmin/FEFLOW/content_tagung/TagungsCD/papers/5.pdf, 2009.

Li, S., Gitau, M., Engel, B. A., Zhang, L., Du, Y., Wallace, C., and Flanagan, D. C.: Development of a distributed hydrological model to facilitate watershed management, Hydrological Sciences Journal, 62, 1755–1771, https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1351029, 2017.

Lo, M.-H. and Famiglietti, J. S.: Effect of water table dynamics on land surface hydrologic memory, Journal of Geophysical Research, 115, https://doi.org/10.1029/2010JD014191, 2010.

Mackay, J., Jackson, C., and Wang, L.: A lumped conceptual model to simulate groundwater level time-series, Environmental Modelling & Software, 61, 229–245, https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2014.06.003, 2014.

Madsen, H.: Parameter estimation in distributed hydrological catchment modelling using automatic calibration with multiple objectives, Advances in Water Resources, 26, 205–216, https://doi.org/10.1016/s0309-1708(02)00092-1, 2003.

Mann, H. B. and Whitney, D. R.: On a Test of Whether one of Two Random Variables is Stochastically Larger than the Other, The Annals of Mathematical Statistics, 18, 50–60, https://doi.org/10.1214/aoms/1177730491, 1947.

McDonnell, J. J. and Beven, K.: Debates—The future of hydrological sciences: A (common) path forward? A call to action aimed at understanding velocities, celerities and residence time distributions of the headwater hydrograph, Water Resources Research, 50, 5342–5350, https://doi.org/10.1002/2013WR015141, 2014.

Michel, C.: Que peut-on faire en hydrologie avec modèle conceptuel à un seul paramètre ?, La Houille Blanche, pp. 39–44, https://doi.org/10.1051/lhb/1983004, 1983.

Milzow, C., Krogh, P. E., and Bauer-Gottwein, P.: Combining satellite radar altimetry, SAR surface soil moisture and GRACE total storage changes for hydrological model calibration in a large poorly gauged catchment, Hydrology and Earth System Sciences, 15, 1729–1743, https://doi.org/10.5194/hess-15-1729-2011, 2011.

Moore, R. J.: Real-Time Flood Forecasting Systems: Perspectives and Prospects, pp. 147–189, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, https://doi.org/10.1007/978-3-642-58609-5_11, 1999.

Moore, R. J. and Bell, V. A.: Incorporation of groundwater losses and well level data in rainfall-runoff models illustrated using the PDM, Hydrology and Earth System Sciences, 6, 25–38, https://doi.org/10.5194/hess-6-25-2002, 2002.

Moreda, F., Koren, V., Zhang, Z., Reed, S., and Smith, M.: Parameterization of distributed hydrological models: learning from the experiences of lumped modeling, Journal of Hydrology, 320, 218–237, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.014, 2006.

Mostafaie, A., Forootan, E., Safari, A., and Schumacher, M.: Comparing multi-objective optimization techniques to calibrate a conceptual hydrological model using in situ runoff and daily GRACE data, Computational Geosciences, 22, 789–814, https://doi.org/10.1007/s10596-018-9726-8, 2018.

Mullen, K., Ardia, D., Gil, D., Windover, D., and Cline, J.: DEoptim: An R Package for Global Optimization by Differential Evolution, Journal of Statistical Software, 40, 1–26, https://doi.org/10.18637/jss.v040.i06, 2011.

Nash, J. and Sutcliffe, J.: River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles, Journal of Hydrology, 10, 282–290, https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6, 1970.

Nicolle, P., Pushpalatha, R., Perrin, C., François, D., Thiéry, D., Mathevet, T., Lay, M. L., Besson, F., Soubeyroux, J.-M., Viel, C., Regimbeau, F., Andréassian, V., Maugis, P., Augeard, B., and Morice, E.: Benchmarking hydrological models for low-flow simulation and forecasting on French catchments, Hydrology and Earth System Sciences, 18, 2829–2857, https://doi.org/10.5194/hess-18-2829-2014, 2014.

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
Discussions

Nicolle, P., Besson, F., Delaigue, O., Etchevers, P., François, D., Lay, M. L., Perrin, C., Rousset, F., Thiéry, D., Tilmant, F., Magand, C., Leurent, T., and Jacob, É.: PREMHYCE: An operational tool for low-flow forecasting, Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences, 383, 381–389, https://doi.org/10.5194/piahs-383-381-2020, 2020.

Oudin, L., Weisse, A., Loumagne, C., and Hégarat-Mascle, S. L.: Assimilation of soil moisture into hydrological models for flood forecasting: a variational approach, Canadian Journal of Remote Sensing, 29, 679–686, https://doi.org/10.5589/m03-038, 2003.

Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., and Loumagne, C.: Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model?, Journal of Hydrology, 303, 290–306, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.026, 2005.

Pelletier, A. and Andréassian, V.: Hydrograph separation: an impartial parametrisation for an imperfect method, Hydrology and Earth System Sciences, 24, 1171–1187, https://doi.org/10.5194/hess-24-1171-2020, 2020.

Perrin, C., Michel, C., and Andréassian, V.: Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation, Journal of Hydrology, 279, 275–289, https://doi.org/10.1016/s0022-1694(03)00225-7, 2003.

Pinault, J.-L., Amraoui, N., and Golaz, C.: Groundwater-induced flooding in macropore-dominated hydrological system in the context of climate changes, Water Resources Research, 41, https://doi.org/10.1029/2004WR003169, 2005.

Poncelet, C.: Modélisation hydrologique en contexte non jaugé: développements méthodologiques et conceptualisation, Ph.D. thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 2016.

Price, K. V., Storn, R. M., and Lampinen, J. A.: Differential Evolution - A Practical Approach to Global Optimization, Natural Computing, Springer-Verlag, https://doi.org/10.1007/3-540-31306-0, iSBN 540209506, 2006.

Pushpalatha, R., Perrin, C., Le Moine, N., Mathevet, T., and Andréassian, V.: A downward structural sensitivity analysis of hydrological models to improve low-flow simulation, Journal of Hydrology, 411, 66–76, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.09.034, 2011.

Pushpalatha, R., Perrin, C., Moine, N. L., and Andréassian, V.: A review of efficiency criteria suitable for evaluating low-flow simulations, Journal of Hydrology, 420-421, 171–182, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.055, 2012.

R Core Team: R: A Language and Environment for Statistical Computing, R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria, https://www.R-project.org/, 2021.

Riboust, P., Thirel, G., Moine, N. L., and Ribstein, P.: Revisiting a Simple Degree-Day Model for Integrating Satellite Data: Implementation of Swe-Sca Hystereses, Journal of Hydrology and Hydromechanics, 67, 70–81, https://doi.org/10.2478/johh-2018-0004, 2018.

Roche, P.-A., Miquel, J., and Gaume, E.: Hydrologie quantitative, Springer Paris, https://doi.org/10.1007/978-2-8178-0106-3, 2012.

SCHAPI: Banque HYDRO, http://www.hydro.eaufrance.fr/, ministère de la Transition Écologique, 2021.

Slater, L. J., Thirel, G., Harrigan, S., Delaigue, O., Hurley, A., Khouakhi, A., Prosdocimi, I., Vitolo, C., and Smith, K.: Using R in hydrology: a review of recent developments and future directions, Hydrology and Earth System Sciences, 23, 2939–2963, https://doi.org/10.5194/hess-23-2939-2019, 2019.

Soulsby, C., Tetzlaff, D., Rodgers, P., Dunn, S., and Waldron, S.: Runoff processes, stream water residence times and controlling landscape characteristics in a mesoscale catchment: An initial evaluation, Journal of Hydrology, 325, 197–221, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.10.024, 2006.

Spearman, C.: Demonstration of Formulae for True Measurement of Correlation, The American Journal of Psychology, 18, 161, https://doi.org/10.2307/1412408, 1907.

Stadnyk, T. A. and Holmes, T. L.: On the value of isotope-enabled hydrological model calibration, Hydrological Sciences Journal, 65, 1525–1538, https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1751847, 2020.

https://doi.org/10.5194/hess-2021-413
Preprint. Discussion started: 16 August 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
Discussions

Stadnyk, T. A., Delavau, C., Kouwen, N., and Edwards, T. W. D.: Towards hydrological model calibration and validation: simulation of stable water isotopes using the isoWATFLOOD model, Hydrological Processes, 27, 3791–3810, https://doi.org/10.1002/hyp.9695, 2013.

Swenson, S., Yeh, P. J.-F., Wahr, J., and Famiglietti, J.: A comparison of terrestrial water storage variations from GRACE with in situ measurements from Illinois, Geophysical Research Letters, 33, https://doi.org/10.1029/2006GL026962, 2006.

Syed, T. H., Famiglietti, J. S., Rodell, M., Chen, J., and Wilson, C. R.: Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS, Water Resources Research, 44, https://doi.org/10.1029/2006WR005779, 2008.

Széles, B., Parajka, J., Hogan, P., Silasari, R., Pavlin, L., Strauss, P., and Blöschl, G.: The Added Value of Different Data Types for Calibrating and Testing a Hydrologic Model in a Small Catchment, Water Resources Research, 56, https://doi.org/10.1029/2019wr026153, 2020.

Tague, C. and Grant, G. E.: Groundwater dynamics mediate low-flow response to global warming in snow-dominated alpine regions, Water Resources Research, 45, https://doi.org/10.1029/2008WR007179, 2009.

Thirel, G., Salamon, P., Burek, P., and Kalas, M.: Assimilation of MODIS Snow Cover Area Data in a Distributed Hydrological Model Using the Particle Filter, Remote Sensing, 5, 5825–5850, https://doi.org/10.3390/rs5115825, 2013.

Thiéry, D.: Forecast of changes in piezometric levels by a lumped hydrological model, Journal of Hydrology, 97, 129–148, https://doi.org/10.1016/0022-1694(88)90070-4, 1988.

Thiéry, D.: Logiciel GARDÉNIA, version v8.2. Guide d'utilisation, BRGM, Orléans, France, https://www.brgm.fr/sites/default/files/documents/2020-11/logiciel-gardenia-v8-2-rp-62797-fr-notice.pdf, bRGM report RP-62797-FR, 2014.

Tiel, M., Stahl, K., Freudiger, D., and Seibert, J.: Glacio-hydrological model calibration and evaluation, WIREs Water, 7, https://doi.org/10.1002/wat2.1483, 2020.

Tilmant, F., Nicolle, P., Bourgin, F., Besson, F., Delaigue, O., Etchevers, P., François, D., Lay, M. L., Perrin, C., Rousset, F., Thiéry, D., Magand, C., Leurent, T., and Jacob, É.: PREMHYCE : un outil opérationnel pour la prévision des étiages, La Houille Blanche, 106, 37–44, https://doi.org/10.1051/lhb/2020043, 2020.

Tobin, B. W. and Schwartz, B. F.: Quantifying the role of karstic groundwater in a snowmelt-dominated hydrologic system, Hydrological Processes, 34, 3439–3447, https://doi.org/10.1002/hyp.13833, 2020.

Tomasella, J., Hodnett, M. G., Cuartas, L. A., Nobre, A. D., Waterloo, M. J., and Oliveira, S. M.: The water balance of an Amazonian micro-catchment: the effect of interannual variability of rainfall on hydrological behaviour, Hydrological Processes, 22, 2133–2147, https://doi.org/10.1002/hyp.6813, 2008.

Valéry, A., Andréassian, V., and Perrin, C.: 'As simple as possible but not simpler': What is useful in a temperature-based snow-accounting routine? Part 1 – Comparison of six snow accounting routines on 380 catchments, Journal of Hydrology, 517, 1166–1175, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.04.059, 2014a.

Valéry, A., Andréassian, V., and Perrin, C.: 'As simple as possible but not simpler': What is useful in a temperature-based snow-accounting routine? Part 2 – Sensitivity analysis of the Cemaneige snow accounting routine on 380 catchments, Journal of Hydrology, 517, 1176–1187, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.04.058, 2014b.

Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., and Soubeyroux, J.-M.: A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system, International Journal of Climatology, 30, 1627–1644, https://doi.org/10.1002/joc.2003, 2009.

Wilcoxon, F.: Individual Comparisons by Ranking Methods, Biometrics Bulletin, 1, 80, https://doi.org/10.2307/3001968, 1945.

Wirth, S. B., Carlier, C., Cochand, F., Hunkeler, D., and Brunner, P.: Lithological and Tectonic Control on Groundwater Contribution to Stream Discharge During Low-Flow Conditions, Water, 12, https://doi.org/10.3390/w12030821, 2020.

5.3 Conclusion

5.3.1 Synthèse de l'étude

L'étude présentée dans la section précédente a rempli ses objectifs : le réservoir exponentiel, ajouté par Pushpalatha et al. (2011) à la structure de GR5J pour créer GR6J, a été identifié comme le mieux corrélé avec le niveau piézométrique dans la majorité des bassins versants de l'échantillon. Ce n'est pas vraiment surprenant, car c'est lui qui a la réaction la plus lente à l'entrée du modèle et qui peut donc porter la mémoire du bassin versant — que l'on sait, grâce aux résultats de la partie 2, liée au rôle des aquifères dans nombre de bassins. Une simple relation affine, avec deux nouveaux paramètres, a ensuite été introduite pour lier le niveau de ce réservoir au niveau piézométrique. On obtient bien un modèle pluie-(débit, niveau piézométrique).

Une stratégie de calage composite du modèle est ensuite proposée, via une combinaison linéaire d'un critère d'erreur sur les débits, concentré sur les étiages et d'un critère sur la piézométrie. En faisant varier le poids relatif de chacun de ces critères dans le calage, le *split-sample test* a permis d'identifier une combinaison particulière, avec 16 % du poids sur la piézométrie et 84 % sur les débits. Malheureusement, cette nouvelle procédure de calage n'améliore pas les performances générales du modèle en simulation et les dégrade même, à l'exception de quelques bassins crayeux, localisés en Picardie et en Haute-Normandie. Les résultats obtenus sur les calcaires de Beauce sont décevants, au regard des résultats de la partie 2 qui ont identifié cette nappe comme particulièrement importante pour le soutien d'étiage.

Il reste que le modèle a désormais une nouvelle sortie, le niveau piézométrique, pour laquelle les performances en simulation sont remarquables, surtout pour la craie, les calcaires de Beauce et les sables du Perche. De nouveaux usages du modèle sont donc possibles, par exemple pour la prévision du niveau piézométrique simultanément à celle des étiages, ce qui serait utile à des gestionnaires opérationnels de la ressource en eau.

5.3.2 Quelques perspectives d'évolution du modèle

Les modifications de la structure de simulation des débits du modèle sont au-delà des objectifs de la présente thèse. Néanmoins, l'étude présentée dans ce chapitre et ses résultats ont mené à quelques réflexions sur des pistes possibles d'évolution de cette structure, qui pourraient être explorées dans des travaux ultérieurs.

La conception d'une nouvelle sortie au modèle s'est faite jusqu'à présent exclusivement dans la fonction de routage, en identifiant le niveau piézométrique à celui du réservoir exponentiel. Or, la fonction de production, notamment à cause de la très grande capacité du réservoir dans certains bassins versants crayeux, est capable également de stocker de l'eau sur le long terme et de participer ainsi à la mémoire inter-annuelle. Le réservoir de production est parfois appelé *réservoir sol* car il conceptualise, entre autres, le stockage de l'eau par le sol. Sa capacité pourrait être fixée via une carte de réserve utile des sols et la fonction de percolation adaptée pour mieux représenter la fuite vers les aquifères.

Par ailleurs, la démarche présentée ne permet de représenter qu'une seule nappe par bassin versant. On pourrait envisager deux approches pour mieux représenter les bassins liés à plusieurs aquifères : soit une semi-distribution partielle du modèle sur les différentes zones d'affleurement des

aquifères ; soit plusieurs réservoirs exponentiels en parallèle, chacun représentant un aquifère. Ces évolutions constitueraient une re-conceptualisation d'envergure du modèle.

Enfin, un dernier élément, conçu par Le Moine (2008) comme représentatif des échanges entre le bassin versant et le souterrain, peut être remis en question : c'est la fonction d'échange, qui a été appliquée de manière indifférenciée aux trois branches de la fonction de routage par Pushpalatha et al. (2011). Là encore, une re-conceptualisation des frontières souterraines du bassin et des flux les traversant est nécessaire.

Chapitre 6

Assimilation de données piézométriques pour la prévision des débits

6.1 Introduction

6.1.1 L'assimilation de données en modélisation hydrologique

L'assimilation de données est définie par Bocquet (2014) comme *"the set of statistical techniques that enable to improve the knowledge of the past, present or future system states, jointly using experimental data and the theoretical (a priori) knowledge on the system"* — l'ensemble des techniques statistiques qui permettent d'améliorer la connaissance des états passés, présents ou futurs d'un système, en utilisant conjointement des données expérimentales et la connaissance théorique que l'on a a priori du système. Le problème auquel répondent les techniques d'assimilation de données peut donc être posé ainsi : si je dispose d'un modèle représentant un système possédant un certain nombre d'états et d'une ou plusieurs observations que l'on peut relier, directement ou indirectement, à ces états, comment puis-je combiner ces deux sources d'information pour obtenir le meilleur estimateur de l'état réel du système ?

En modélisation hydrologique, l'assimilation de données est notamment utilisée dans les systèmes de prévision opérationnelle. Les dernières observations disponibles avant l'instant de prévision — c'est-à-dire le pas de temps où la prévision est produite — peuvent ainsi être assimilées, dans le but d'améliorer la qualité de la prévision grâce au contenu informatif de ces données observées. Le cas le plus naturel est l'assimilation de débits observés pour la prévision hydrologique (Thirel, 2009 ; Berthet, 2010 ; Ricci et al., 2011), mais d'autres types de données sont utilisés, comme l'humidité du sol issue de relevés satellites (cf. par exemple Han et al., 2012 ; Hartanto et al., 2017 ; Baguis et al., 2017). L'estimation optimale de l'état réel du modèle, appelée *analyse*, nécessite une connaissance des incertitudes pesant d'une part, sur les observations et d'autre part, sur les états du modèle. Nombre de procédés d'assimilation permettent ainsi d'estimer, en plus de l'état du modèle, l'incertitude qui pèse sur cet état et donc sur les prévisions en résultant.

Les données de niveau piézométrique sont plus rarement utilisées que les débits observés ou l'humidité du sol. En effet, elles sont rarement disponibles sur des grilles régulières à grande échelle qui permettent leur assimilation dans des modèles distribués. Les données de la mission GRACE, qui estiment le contenu en eau du sol à une résolution assez grossière à l'échelle globale, ont été utilisées pour l'assimilation de données dans des modèles distribués (Tangdamrongsub et al., 2015 ;

Kumar et al., 2016 ; Zhang et al., 2016 ; Khaki et al., 2019). Une amélioration des performances des modèles a été constatée dans ces études, au niveau de la représentation des débits mais aussi des différents états du modèle lorsque ceux-ci peuvent être reliés à des observations in situ. Les données GRACE sont bien adaptées aux régions où il y a peu de données observées au sol disponibles et aux grandes échelles, ce qui sort du cadre de cette thèse, puisque nous nous intéressons à de petits bassins jaugés où des mesures directes de niveau piézométrique existent. Comme souligné par Habets ; Ackerer et al. (2015), lorsque l'on cherche à représenter les aquifères dans un modèle de prévision, la connaissance de l'état initial est cruciale car le niveau des aquifères varie plus lentement que les autres variables hydrologiques : l'assimilation de données piézométriques devrait donc apporter une information utile au modèle.

6.1.2 Les procédés usuels d'assimilation de données

L'assimilation la plus simple est l'assimilation complète, où l'on met à jour la valeur des états du modèle pour coller au plus près des observations. C'est une des méthodes utilisée par exemple par Tangara (2005) pour assimiler le dernier débit observé dans un modèle de prévision des crues. L'hypothèse implicite d'une assimilation complète est une confiance absolue dans les observations, ce qui est souvent une hypothèse forte. Par ailleurs, une valeur aberrante ou du moins exceptionnelle dans les données observées est susceptible de beaucoup perturber le modèle. En prévision des crues, Tangara (2005) puis Berthet (2010) ont par exemple ajouté un module empirique de correction d'erreur après l'assimilation complète du débit, à l'aide d'une régression linéaire pour Tangara (2005) et d'un réseau de neurones pour Berthet (2010). Avant de mettre en place des techniques statistiques élaborées qui nécessitent de nombreuses hypothèses et calculs, l'option de l'assimilation complète mérite cependant d'être examinée.

Une revue complète des techniques d'assimilation classiques a été présentée par Thirel (2009). On distingue d'abord les méthodes variationnelles des méthodes séquentielles. Les méthodes variationnelles consistent à minimiser une fonctionnelle qui mesure l'écart aux états du modèle avant assimilation — l'ébauche — et aux observations (Bocquet, 2014). La mise en œuvre d'une assimilation variationnelle a un coût de calcul généralement élevé pour les modèles non-linéaires, car il faut estimer l'adjoint du modèle de prévision, ce qui est difficile pour un modèle hydrologique séquentiel comme les modèles GR. Aussi, les méthodes d'assimilation variationnelles ne seront pas examinées dans cette thèse. Les méthodes séquentielles, quant à elles, estiment récursivement les états du modèle à partir des observations et de l'ébauche, à l'instant de prévision.

Parmi les méthodes séquentielles, on distingue les méthodes déterministes des méthodes d'ensemble. En réalité, les procédés d'assimilation classiques reposent sur des distributions de probabilité des états et des observations : ils sont donc tous probabilistes et les qualifier de *déterministes* est un abus de langage. Mais les méthodes déterministes font une hypothèse sur la nature de ces distributions, ce qui permet de ne propager que la moyenne et l'écart-type de celles-ci. À l'inverse, les méthodes d'ensemble utilisent un ensemble de trajectoires du modèle, obtenues par exemple en perturbant les entrées de celui-ci, pour estimer empiriquement ces distributions de probabilité, ce qui permet de réduire le nombre d'hypothèses et de paramètres mais augmente le temps et la complexité des calculs.

La méthode déterministe la plus classique est le filtre de Kalman (Bocquet, 2014). Il est fondé sur plusieurs hypothèses : le modèle est linéaire ou proche d'un fonctionnement linéaire ; les erreurs d'ébauche, d'observation et d'analyse suivent une distribution normale centrée, donc caractérisée uniquement par son écart-type (Thirel, 2009). Le coût en calcul peut être élevé pour les systèmes à grande dimension et les erreurs d'ébauche doivent être spécifiées explicitement, alors qu'elles

peuvent être difficiles à estimer. Le filtre de Kalman étendu (Bocquet, 2014) reprend le principe du filtre de Kalman en l'appliquant aux modèles non-linéaires, qu'il linéarise autour de l'état du modèle. Il nécessite un modèle facile à linéariser pour en calculer l'adjoint, ce qui est rarement le cas des modèles hydrologiques.

Parmi les méthodes d'ensemble, on en distingue deux usuelles : d'une part, le filtre particulaire approche la distribution des états du modèle au moyen d'une distribution empirique calculée à partir de l'ensemble : chaque membre de celui-ci, appelé particule, se voit associer un poids, dont la valeur est calculée par le filtre. Le filtre particulaire est très adapté aux problèmes non-linéaires et il ne nécessite que peu d'hypothèses. Il peut cependant être soumis à un phénomène de *dégénérescence*, c'est-à-dire que le nombre de particules ayant un poids non négligeable se réduit et la distribution empirique n'est plus représentative (Leeuwen, 2009). Des techniques de ré-échantillonnage ont donc été développées pour pallier ce problème. D'autre part, le filtre de Kalman d'ensemble (Evensen, 2009) est une autre méthode, où les matrices d'erreur d'analyse et d'ébauche du filtre de Kalman sont estimées à partir de l'ensemble de prévisions. Contrairement au filtre particulaire, il n'estime pas une distribution empirique de l'ensemble mais seulement la moyenne et l'écart-type d'une distribution gaussienne. De grands ensembles sont nécessaires pour éviter les problèmes numériques (Thirel, 2009).

Berthet (2010) a testé le filtre de Kalman étendu et le filtre particulaire pour l'assimilation du dernier débit observé pour la prévision des crues au pas de temps horaire avec le modèle GRP ; ces techniques n'ont pas amélioré les performances du modèle par rapport à l'assimilation complète du débit dans la fonction de routage. Piazzi et al. (2021) ont mis en œuvre ces deux méthodes ensemblistes pour la prévision hydrologique à l'aide du modèle GR5J, là encore en assimilant le dernier débit observé ; ils ont conclu que ces deux techniques améliorent toutes deux la qualité des prévisions, avec une meilleure performance du filtre de Kalman d'ensemble en l'absence de précipitations, donc pour les sécheresses. De façon générale, le caractère très peu linéaire des équations des modèles GR rendent l'application des techniques usuelles d'assimilation difficile, car celles-ci ont plutôt été conçues pour des problèmes linéaires ou proches de la linéarité et à grande dimension, comme les modèles de prévision météorologique.

6.1.3 Objectifs du chapitre

Ce chapitre présente les essais d'assimilation de données entrepris durant cette thèse, à partir de la structure de modèle décrite au chapitre 5 qui permet de simuler à la fois le débit et la piézométrie. L'objectif de ces essais est de déterminer si l'une des techniques d'assimilation complète mises en œuvre améliore les performances en prévision des bas débits et si oui, à quelle échéance de prévision. Cinq techniques d'assimilation complète du dernier débit et/ou du dernier niveau piézométrique observés sont mises en œuvre et comparées au modèle sans assimilation à l'aide d'une procédure de calage-contrôle. Deux de ces techniques en particulier utilisent une version linéarisée des équations du modèle : leur évaluation permet d'estimer la plausibilité d'un apport positif de l'utilisation d'un filtre de Kalman qui utiliserait ces mêmes équations.

6.2 Matériel et méthodes

6.2.1 Échantillon de bassins versants

L'échantillon de bassins versants utilisé est celui présenté à la section 2.4. Il comporte 107 bassins versants, chacun associé à un ou plusieurs piézomètres, ce qui forme 160 couples bassin versant/piézomètre. Pour la mise en œuvre de la procédure de calage-contrôle (Klemeš, 1986), les séries temporelles de données — précipitations, évaporation potentielle, débit et niveau piézométrique — ont été divisées en deux périodes égales en durée et incluant des quantités semblables de données, déterminées pour chaque couple bassin/piézomètre. Ces deux périodes sont notées P_1 et P_2 dans la suite de ce chapitre.

6.2.2 Techniques d'assimilation de données

Cinq techniques d'assimilation de données ont été mises en œuvre. Les calculs sont détaillées à l'annexe A. Le principe général de l'assimilation complète est le suivant : si l'on note y^0 le vecteur d'observations, x^b l'ébauche, c'est-à-dire le vecteur des états du modèle avant l'assimilation, x^a l'analyse, c'est-à-dire le vecteur des états du modèle après assimilation et $\mathcal{H}$ l'opérateur d'observations, qui relie les observations aux états, on modifie alors la valeur des états pour que ceux-ci collent aux observations, ce qui revient à faire :

$$x^a = \mathcal{H}^{-1}(y^0) \tag{6.1}$$

Les cinq méthodes d'assimilation utilisées diffèrent alors dans leur définition de $\mathcal{H}$ et de y^0, c'est-à-dire le type d'observations assimilées et le niveau d'approximation dans les équations du modèle. Pour ce faire, on doit d'abord rechercher la relation explicite entre les sorties du modèle, le débit simulé et l'anomalie de niveau piézométrique et les deux états de la fonction de routage, c'est-à-dire les niveaux des réservoirs de routage et exponentiel. Le niveau du réservoir de production a été exclu de l'analyse car les équations le reliant aux sorties sont trop complexes pour être inversées facilement. De plus, Piazzi et al. (2021) ont souligné l'intérêt de localiser l'assimilation des débits observés dans la fonction de routage pour l'amélioration des prévisions.

Ensuite, les cinq méthodes d'assimilation mises en œuvre sont définies ainsi :

— **l'assimilation de la piézométrie seule** en modifiant le niveau du réservoir exponentiel, ce qui implique un opérateur $\mathcal{H}$ unidimensionnel et linéaire ;
— **l'assimilation conjointe du débit et de la piézométrie** en modifiant les niveaux des réservoirs exponentiels et de routage, ce qui implique un opérateur $\mathcal{H}$ de dimension 2×2 et non-linéaire ;
— **l'assimilation du débit seul** en modifiant les niveaux des deux réservoirs. Le débit est alors réparti entre ceux-ci au moyen de la même clé de répartition qu'à la sortie de l'hydrogramme unitaire : 60 % pour le réservoir de routage, 40 % pour le réservoir exponentiel. L'opérateur $\mathcal{H}$ est alors de dimension 2×2 et non-linéaire ;
— **l'assimilation conjointe linéarisée** modifie les niveaux des deux réservoirs en utilisant une version linéarisée de l'opérateur $\mathcal{H}$ de l'assimilation conjointe non-linéaire ;
— **l'assimilation du débit seul linéarisée** modifie les niveaux des deux réservoirs en utilisant une version linéarisée de l'opérateur $\mathcal{H}$ de l'assimilation non-linéaire du débit seul.

L'inversion analytique des opérateurs présentée dans l'annexe A permet de ne pas faire appel à une bibliothèque d'algèbre linéaire pour les calculs, contrairement aux méthodes d'assimilation classiques. Les calculs ont été effectués avec la bibliothèque C++ `GRcpp`, présentée succinctement en annexe C.

6.2.3 Calage du modèle

Pour chaque couple bassin versant/piézomètre, les huit paramètres du modèle GRZJ ont été calés en simulation, pour chacune des périodes P_1 et P_2, en utilisant l'algorithme d'optimisation stochastique d'évolution différentielle disponible dans le package R `RcppDE` (Eddelbuettel, 2018) et comme fonction objectif, le critère composite présenté au chapitre 5, combinant le critère de Nash-Sutcliffe (Nash et al., 1970) et une fonction d'erreur sur l'anomalie du niveau piézométrique :

$$C = 0,84\ NSE\left(\sqrt{Q_{sim}}, \sqrt{Q_{obs}}\right) + 0,16\ ZError\left(\delta_{z,sim}, \delta_{z,obs}\right) \tag{6.2}$$

Conformément au principe de la procédure de calage-contrôle, les paramètres calés sur P_1 ont été utilisés pour produire les prévisions sur P_2 et vice-versa.

6.2.4 Production des prévisions

Les séries de données piézométriques de l'échantillon ne sont pas à pas de temps fixe : elles varient en général du pas de temps mensuel au pas de temps journalier, en passant par l'hebdomadaire et le décadaire. N'ont été retenus comme instants de prévision possibles que les pas de temps où les deux observations — débit et niveau piézométrique — étaient disponibles. Les lacunes de débit étant plus rares dans les séries de données que le niveau piézométrique, cela n'a pas contrarié le calcul des critères d'évaluation exposés plus bas.

Dix échéances de prévisions ont été utilisées : 4 de moyenne échéance — 7, 14, 21 et 28 jours — et 6 de longue échéance — 28, 56, 84, 112, 140 et 168 jours. Pour chaque échéance et chaque couple bassin versant/piézomètre, une prévision a été produite à chaque fois que :

— l'instant de prévision correspond à un pas de temps où les observées sont disponibles ;
— l'échéance de prévision tombe entre le 1er juillet et le 31 décembre, ce qui correspond aux périodes d'étiages possibles pour les cours d'eau de l'échantillon.

Le second critère a été introduit afin d'éliminer des critères d'évaluation les événements de crue hivernaux, qui auraient pu influencer la valeur des critères. En effet, ce chapitre se concentre sur la prévision des étiages.

Pour chaque couple, chaque échéance et chaque pas de temps identifié, six prévisions de débit ont donc été produites : une sans assimilation de données, servant de référence et les autres utilisant les cinq techniques d'assimilation de données présentées ci-avant. On obtient alors une série temporelle de débits prévus et on peut évaluer les performances en validation au moyen de critères détaillés dans la section suivante.

Le scénario météorologique utilisé pour produire les prévisions est celui de la *pluie parfaite* future. Aux échéances envisagées, l'incertitude sur les conditions météorologiques futures est très

forte, mais ce scénario permet d'évaluer seulement l'assimilation de données sans les autres sources d'incertitude.

6.2.5 Critères d'évaluation

Trois critères d'évaluation ont été utilisés pour comparer les performances des différentes techniques d'assimilation avec le modèle de référence. Ils ont été calculés pour chaque période, chaque échéance, chaque technique d'assimilation et chaque couple bassin versant/piézomètre. Ces trois critères sont :

— le critère de Nash-Sutcliffe (Nash et al., 1970) calculé sur la racine carrée des débits, qui compare l'hydrogramme prévu avec l'hydrogramme observé sans se concentrer sur une gamme de débits en particulier ;
— ce même critère calculé sur l'inverse de la racine carrée des débits, afin de se concentrer sur les bas débits ;
— un critère de corrélation au sens de Pearson (1895) entre les écarts de débits, défini par, si l'on note H l'horizon de prévision et t un pas de temps :

$$C_2 = Corr\left(Q_{sim}(t+H) - Q_{obs}(t), Q_{obs}(t+H) - Q_{obs}(t)\right)$$

Ce troisième critère permet de savoir si la prévision se fait dans le bon *sens*, c'est-à-dire si le modèle prévoit une augmentation lorsque le débit observé croît et une diminution lorsque celui-ci décroît. Les deux périodes P_1 et P_2 ayant été utilisées alternativement pour la validation, une moyenne des deux valeurs de critères calculées pour chaque période a été préférée pour la lecture des résultats. L'étude de la distribution des critères pour l'ensemble de l'échantillon permet d'évaluer les performances relatives des différentes techniques d'assimilation, pour chaque échéance de prévision.

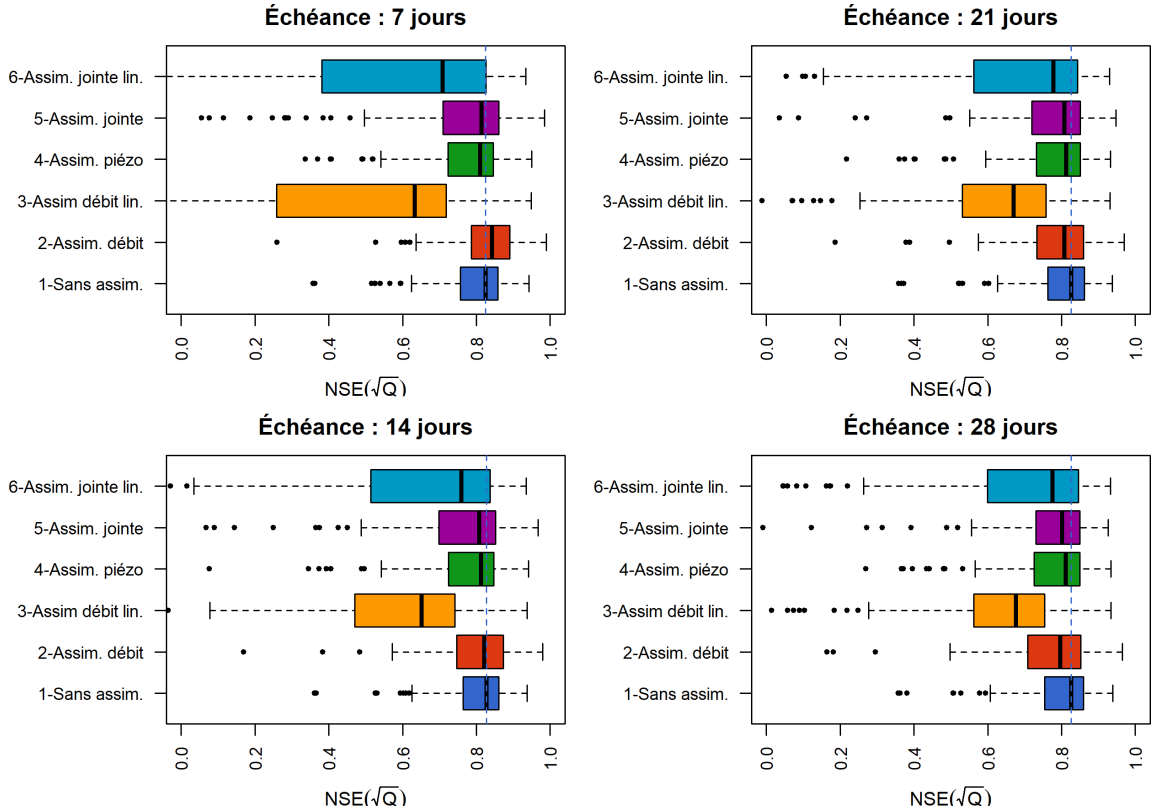
Les prévisions des étiages sont généralement évaluées plutôt à l'aide de critères probabilistes (Tilmant et al., 2020 ; Nicolle ; Besson et al., 2020). Dans ce travail, le choix a été fait de se placer dans un cadre déterministe pour évaluer simplement l'assimilation de données.

6.3 Résultats

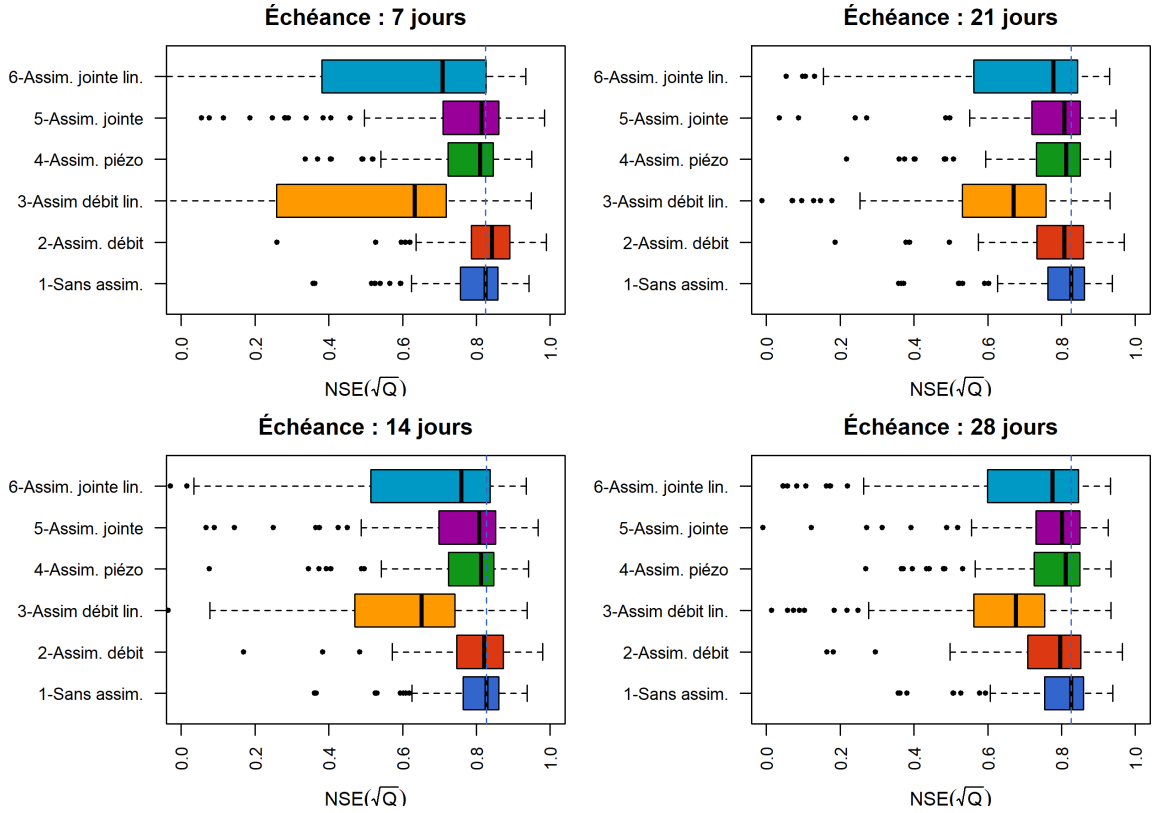
6.3.1 Résultats pour la prévision à moyenne échéance

La figure 6.1a présente les résultats pour les quatre échéances à moyen terme — 7, 14, 21 et 28 jours — pour le critère de Nash-Sutcliffe calculé sur la racine des débits. Pour les quatre échéances, les techniques d'assimilation linéarisées présentent des performances bien inférieures aux trois autres. À 7 jours, l'assimilation du débit seul apporte une légère amélioration de performance par rapport à la prévision sans assimilation ; cette amélioration disparaît aux échéances plus longues, avec même une légère dégradation à 28 jours. L'assimilation de la piézométrie seule dégrade légèrement les performances par rapport à la référence, cette dégradation s'amenuisant toutefois avec l'augmentation de l'échéance. Enfin, l'assimilation jointe dégrade légèrement les performances pour les quatre échéances.

La figure 6.1b montre les distributions des valeurs de critère de Nash-Sutcliffe calculé sur l'inverse de la racine des débits, ce qui met en lumière les performances en étiages. Là encore, seule l'assimilation du débit seul améliore les performances, franchement à 7 jours et légèrement à 14 jours.



(a) Racine des débits



(b) Inverse de la racine des débits

FIGURE 6.1 – Distributions des valeurs du critère de Nash-Sutcliffe calculé avec deux transformations — (a) racine des débits et (b) inverse de la racine des débits — pour la prévision à moyenne échéance sur les 107 bassins. La ligne verticale en traits interrompus indique la valeur médiane du critère pour la distribution de référence, c'est-à-dire sans assimilation.

Au-delà, les performances sont significativement dégradées. L'assimilation du débit seul linéarisée dégrade clairement les performances à toutes les échéances. Les trois autres techniques dégradent plus légèrement les performances, avec une moindre diminution par rapport à la référence pour l'assimilation de la piézométrie seule. De nouveau, on constate que la dégradation de performances diminue avec l'échéance de prévisions, à l'exception de l'assimilation du débit seul pour qui cette dégradation augmente avec l'échéance.

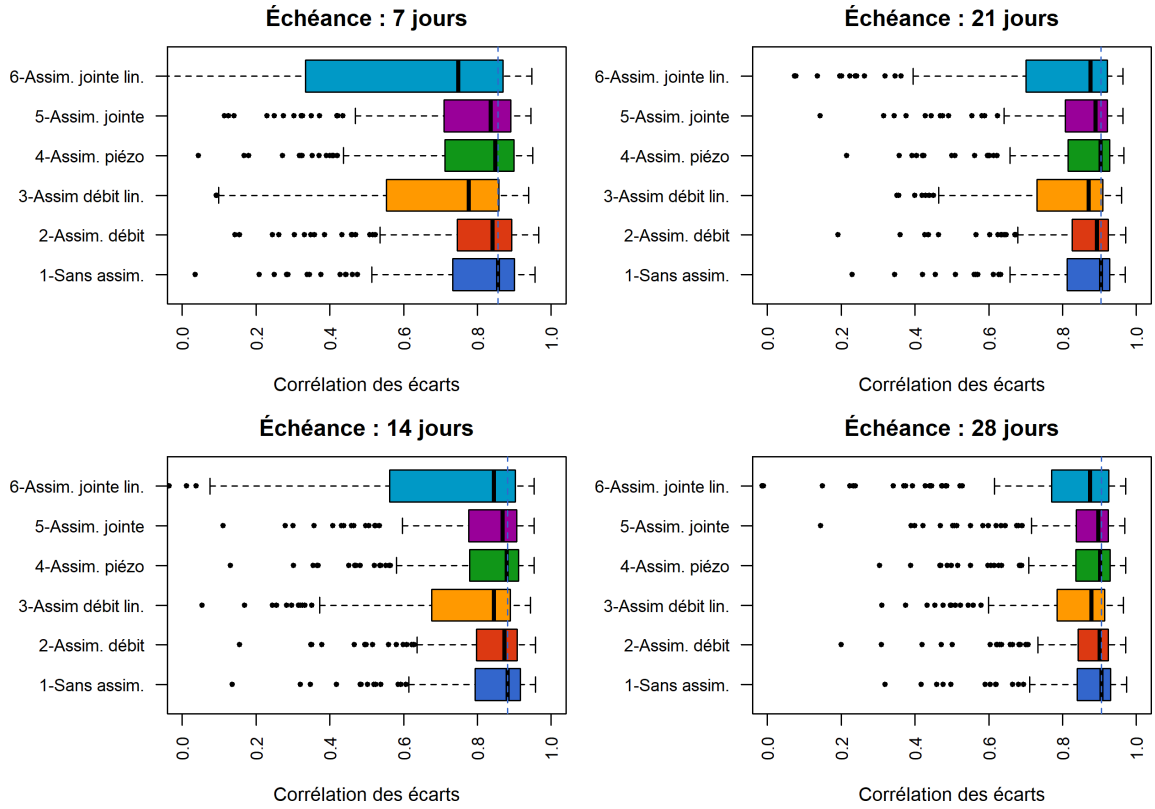


FIGURE 6.2 – Distributions des valeurs du critère de corrélation des incréments de débits pour la prévision à moyenne échéance sur les 107 bassins. La ligne verticale en traits interrompus indique la valeur médiane du critère pour la distribution de référence, c'est-à-dire sans assimilation.

Les valeurs du critère de corrélation des incréments de débits sont présentées sur la figure 6.2. Les deux techniques d'assimilation linéarisées dégradent franchement les performances par rapport à la référence. L'assimilation jointe et l'assimilation de la piézométrie seule dégradent légèrement les performances à 7 jours ; au-delà, ces deux techniques sont équivalentes à la prévision sans assimilation. L'assimilation du débit seul réduit légèrement l'écart-type distribution des valeurs du critère pour les quatre échéances, bien qu'il soit difficile d'estimer la significativité de cette amélioration.

6.3.2 Résultats pour la prévision à longue échéance

Les résultats à longue échéance s'inscrivent dans la continuité de ceux à moyenne échéance. La figure 6.3 présente les distributions des valeurs du critère de Nash-Sutcliffe calculé sur la racine des débits. Pour les six échéances examinées — 28, 56, 84, 112, 140 et 168 jours — l'assimilation de la piézométrie seule et l'assimilation jointe des deux observations dégradent légèrement les performances, alors que les deux procédés linéarisés les dégradent plus franchement. À l'inverse, l'assimilation du débit dégrade de plus en plus les performances à mesure que l'échéance de prévision augmente. L'assimilation de la piézométrie seule a de légèrement meilleures performances que

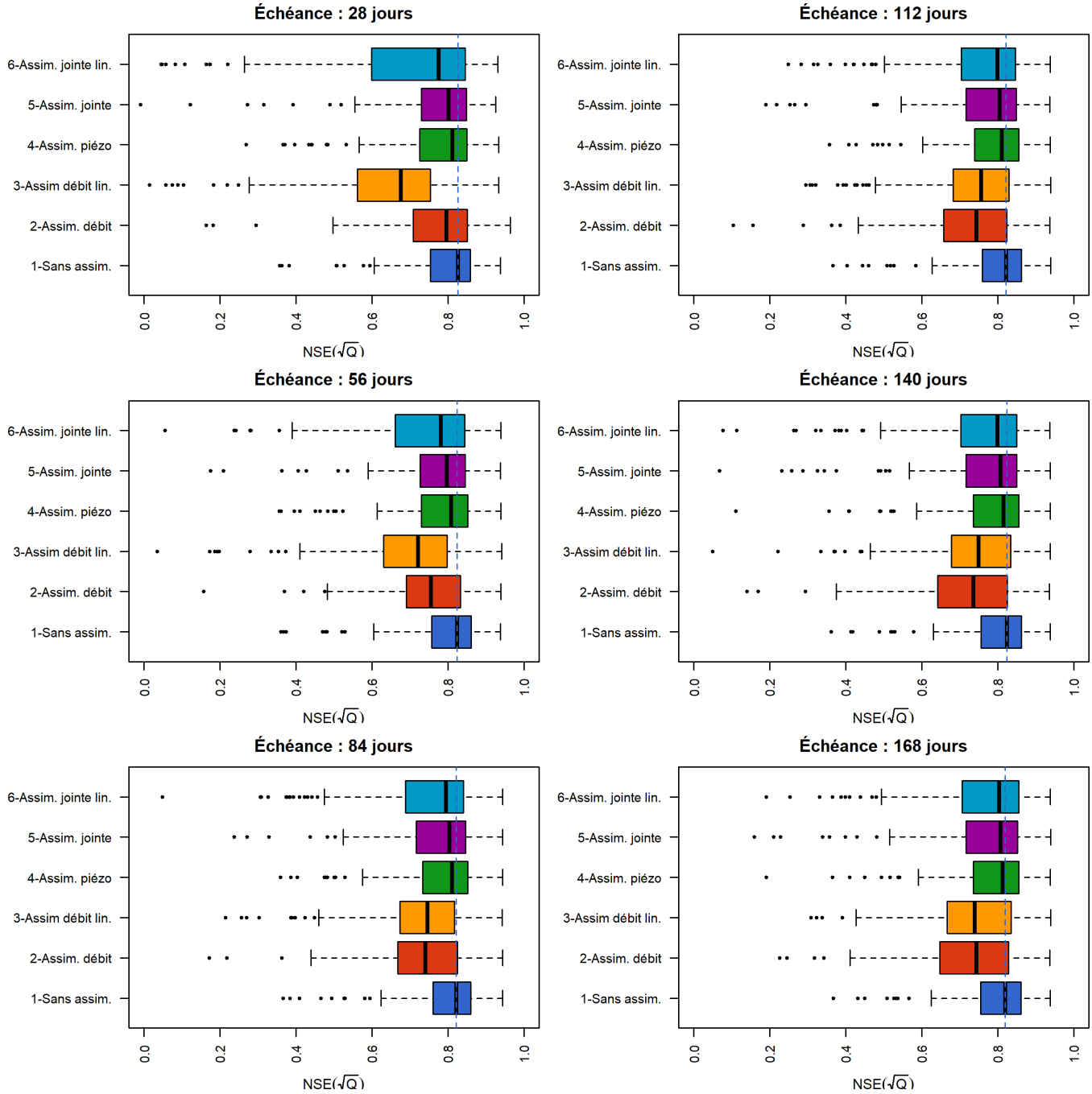


FIGURE 6.3 – Distributions des valeurs du critère de Nash-Sutcliffe calculé sur la racine des débits pour la prévision à longue échéance sur les 107 bassins. La ligne verticale en traits interrompus indique la valeur médiane du critère pour la distribution de référence, c'est-à-dire sans assimilation.

l'assimilation jointe, qui ne sont pas significativement différentes des performances sans assimilation au-delà d'une échéance de 84 jours.

La figure 6.4 montre les résultats pour le critère de Nash-Sutcliffe calculé sur l'inverse de la racine carrée des débits. Tous les procédés d'assimilation dégradent les performances par rapport à la référence. L'assimilation de la piézométrie seule ne les dégrade que légèrement, puis vient l'assimilation jointe linéarisée et non linéarisée. La dégradation la plus importante est observée pour l'assimilation du débit seul, linéarisée ou non. Là encore, les effets de l'assimilation de la piézométrie ou des deux observations diminue avec l'échéance de prévision, alors que celui de l'assimilation du débit seul augmente avec l'échéance.

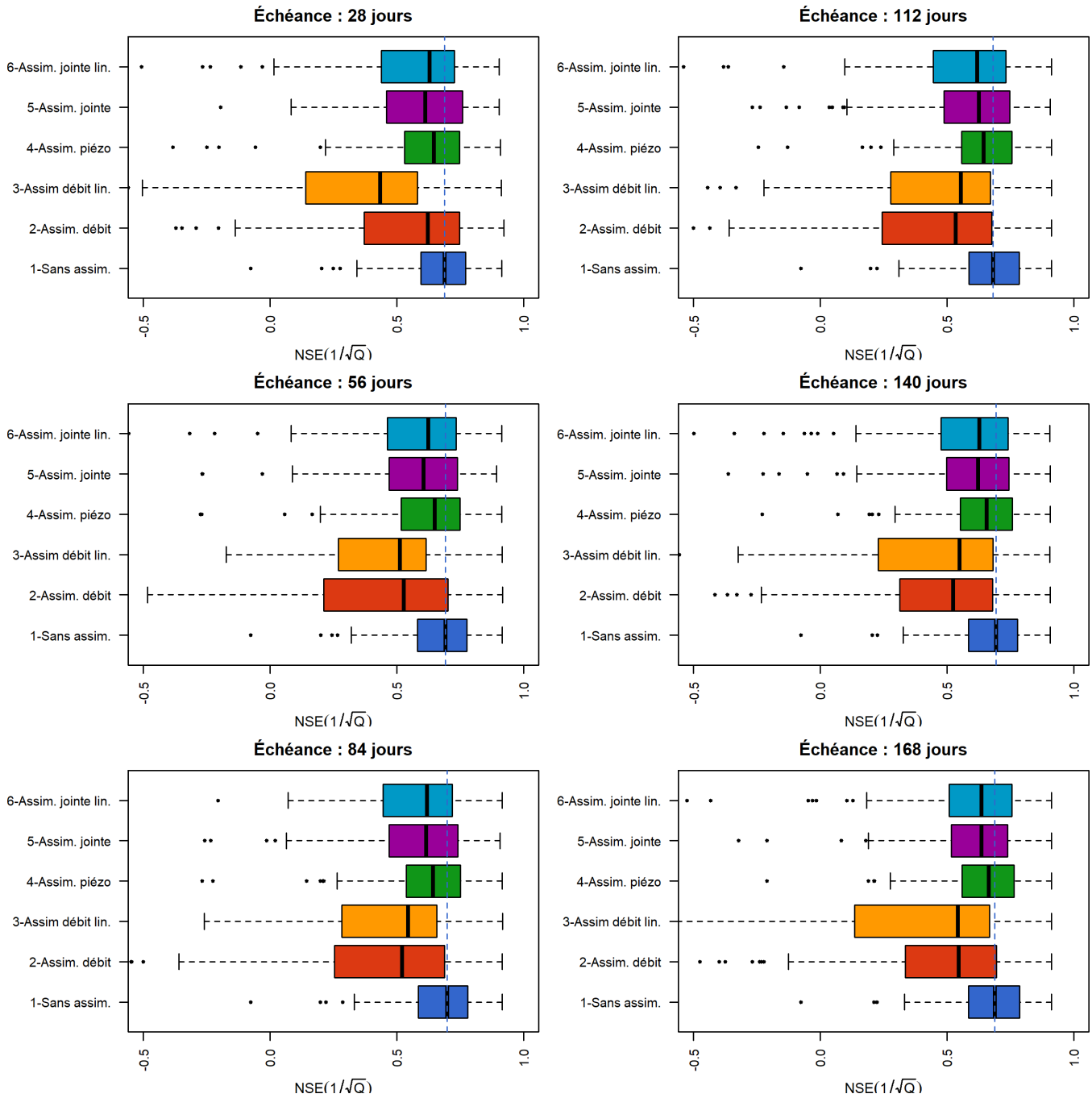


FIGURE 6.4 – Distributions des valeurs du critère de Nash-Sutcliffe calculé sur l'inverse de la racine des débits pour la prévision à longue échéance sur les 107 bassins. La ligne verticale en traits interrompus indique la valeur médiane du critère pour la distribution de référence, c'est-à-dire sans assimilation.

Enfin, si l'on regarde le critère de corrélation des incréments de débits, dont les distributions sont visibles sur la figure 6.5, on voit que seules les procédés d'assimilation linéarisés dégradent les performances à 28 et 56 jours. Les distributions de performances obtenues pour les autres procédés sont équivalentes à la référence à ces échéances. Aux échéances plus longues, il n'y a pas de différences significatives entre les 6 procédés d'assimilation et la référence, bien que l'assimilation de la piézométrie seule semble être la plus performante à 112, 140 et 168 jours, sans que la différence soit significative.

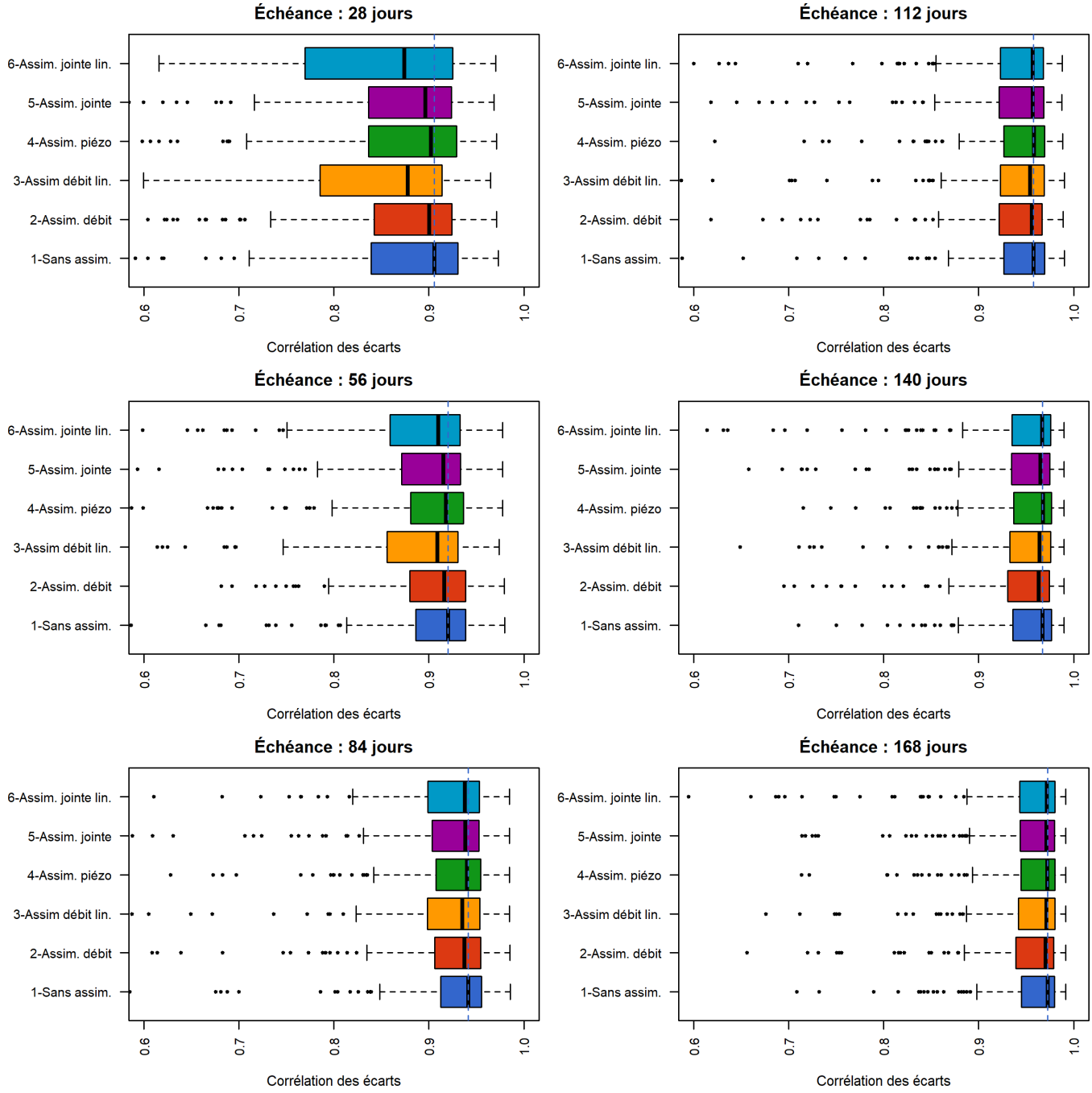


FIGURE 6.5 – Distributions des valeurs du critère de corrélation des écarts de débits pour la prévision à longue échéance sur les 107 bassins. La ligne verticale en traits interrompus indique la valeur médiane du critère pour la distribution de référence, c'est-à-dire sans assimilation.

6.3.3 Rejeu de deux événements

Pour mieux illustrer les conséquences des différents procédés d'assimilation sur les performances du modèle, deux exemples ont été pris au cours de la sécheresse de l'été 1991 dans deux bassins versants : l'Avre à Moreuil (80), liée à la nappe de la craie de Picardie et l'Essonne à Guigneville-sur-Essonne (91), liée à la nappe des calcaires de Beauce. Ce sont deux bassins où les critères globaux de performances indiquent une amélioration générale à moyenne et à longue échéance avec l'assimilation de la piézométrie seule. Bien que moins intense que celle de 1976, la sécheresse du début des années 1990 a été un événement marquant du bassin de la Seine par sa durée (Blanchard et al., 2007) : l'été 1991 constitue le record de bas débits pour les deux bassins considérés.

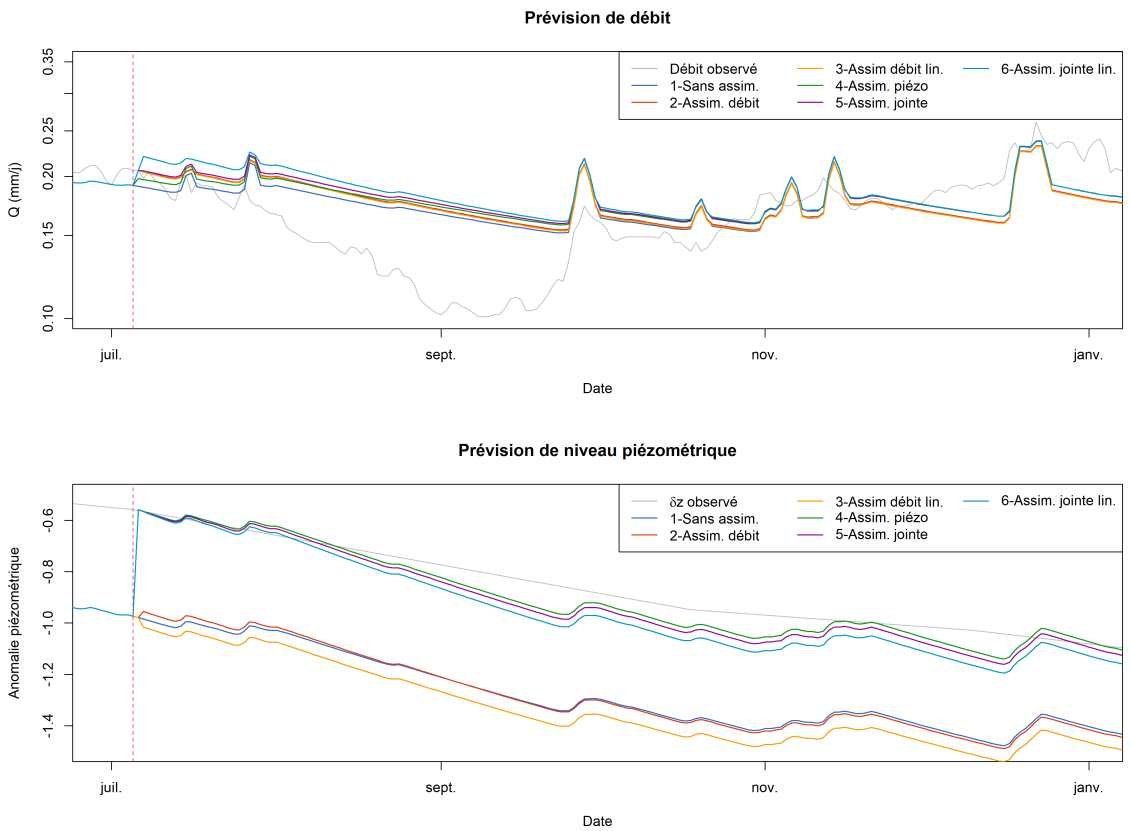


FIGURE 6.6 – Rejeu de la sécheresse de l'été 1991 sur le bassin de l'Avre à Moreuil (80) avec les cinq procédés d'assimilation et la référence. La ligne rose indique l'instant de prévision.

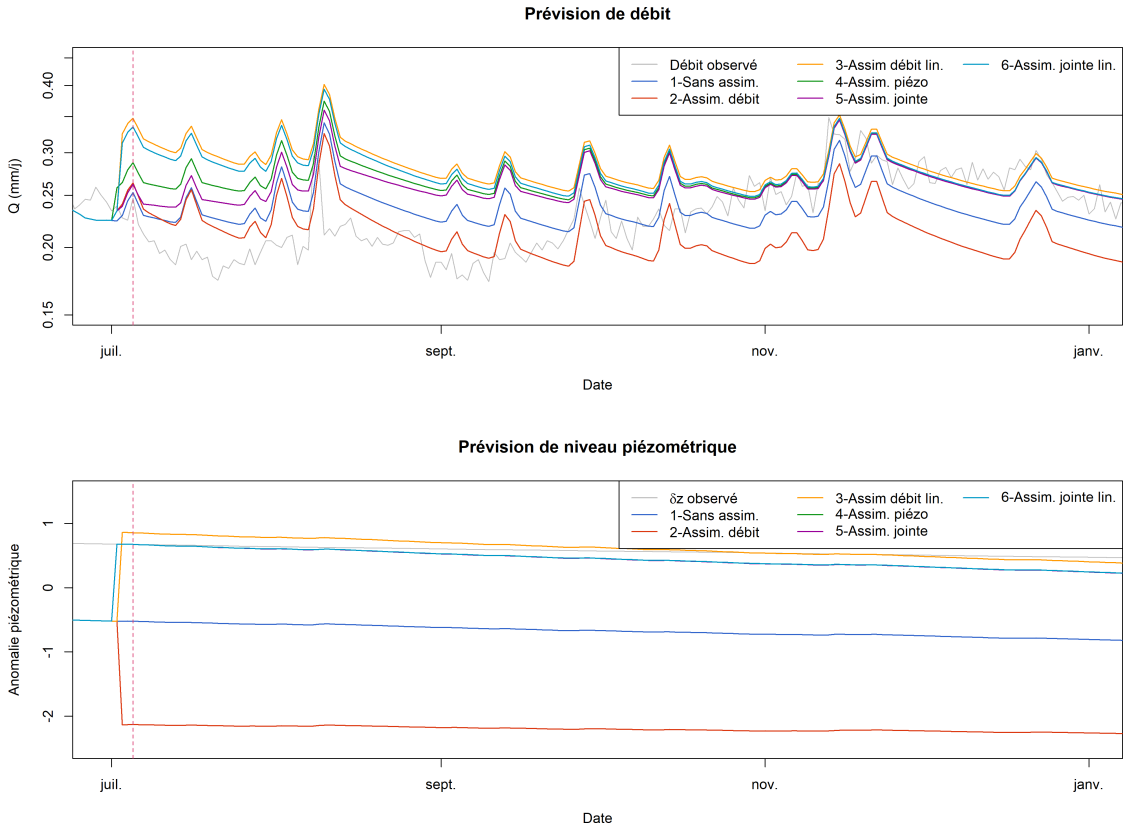


FIGURE 6.7 – Rejeu de la sécheresse de l'été 1991 sur le bassin de l'Essonne à Guigneville-sur-Essonne (91) avec les cinq procédés d'assimilation et la référence. La ligne rose indique l'instant de prévision.

Les figures 6.6 et 6.7 montrent les trajectoires respectives du modèle pour cet événement sur les deux bassins de l'Avre et de l'Essonne. Une prévision est effectuée le 1er juillet 1991 et la trajectoire du modèle est calculée pour les cinq procédés d'assimilation et la référence, sans assimilation de données. Pour l'Avre, les six trajectoires du modèle ne sont pas significativement différentes sur les débits ; l'assimilation jointe linéaire donne la trajectoire la plus éloignée du débit observé en début d'événement mais les trajectoires convergent rapidement. Si l'on regarde la piézométrie, en revanche, on voit que l'assimilation de la piézométrie, soit seule, soit conjointement au débit — avec ou sans linéarisation — permet d'éliminer le décalage du modèle avec la piézométrie observée et d'améliorer grandement la prévision de niveau piézométrique.

Sur l'Essonne, en revanche, on observe une plus grande dispersion des trajectoires issues des différents procédés d'assimilation sur l'hydrogramme. À courte échéance, c'est l'assimilation du dernier débit observé seul qui permet d'obtenir la trajectoire la plus proche du débit observé ; à plus longue échéance, ce sont les trajectoires issues des trois procédés impliquant l'assimilation de la piézométrie qui sont les plus proches de l'hydrogramme observé. L'assimilation de la piézométrie permet également d'améliorer la prévision de niveau piézométrique, alors que l'assimilation du débit seul la dégrade.

6.4 Discussion

L'assimilation du dernier débit observé, quand elle se fait sans linéarisation des équations du modèle, améliore modérément les performances pour les échéances les plus courtes — 7 et 14 jours. Ceci rejoint le constat de Berthet (2010) en prévision des crues : à courte échéance, le contenu informatif du dernier débit observé est très important et permet de corriger un décalage entre la simulation et l'observation. À plus longue échéance, en revanche, l'assimilation du débit seul perturbe le modèle, ce qui dégrade les performances à longue échéance.

Cela n'est pas le cas pour l'assimilation de la piézométrie, qui dégrade les performances à courte échéance mais dont l'influence s'amenuise avec l'augmentation de l'échéance de prévision, pour atteindre des performances identiques au-delà d'une échéance de 56 jours. Quant à l'assimilation jointe, elle dégrade généralement davantage les performances que l'assimilation de l'une ou l'autre des observations. Les exemples de l'Avre et de l'Essonne montrent en revanche l'amélioration de la prévision du niveau piézométrique en assimilant cette variable. Ce résultat est à rapprocher de la conclusion du chapitre 5 : en simulation, le calage composite avec la piézométrie n'a généralement pas amélioré la simulation des débits mais a permis de simuler la piézométrie.

On peut rapporter ces constats à la structure du modèle : l'assimilation du débit seul implique la modification conjointe des niveaux des deux réservoirs de la fonction de routage, alors que l'assimilation de la piézométrie n'en modifie qu'un — celui du réservoir exponentiel. Modifier en même temps les niveaux des deux réservoirs peut donc constituer une trop grande perturbation du modèle pour la prévision à moyen terme, même si les performances à court terme sont améliorées.

Les procédés d'assimilation utilisant des versions linéarisées des équations du modèle dégradent franchement les performances par rapport aux autres procédés. Les équations du modèle étant éloignées de la linéarité, ce n'est pas surprenant. Les techniques d'assimilation statistiques comme le filtre de Kalman ou le filtre de Kalman étendu ont besoin, pour fonctionner, d'un modèle linéaire ou au moins linéarisable. Même si un tel filtre perturberait bien moins le modèle qu'une assimilation complète utilisant les équations linéarisées, il est peu probable qu'il améliore les performances du modèle en prévision et devrait les dégrader. La perturbation du modèle induite par les procédés

linéarisés a même tendance à s'aggraver dans le temps, ce qui est paradoxal : on s'attendrait en effet à ce que l'effet de l'assimilation décroisse avec le temps, le modèle retrouvant un comportement de simulation. Or, les deux réservoirs de la fonction de routage — et le réservoir exponentiel en particulier — peuvent montrer une dynamique de long terme s'étalant au-delà d'une année : il est donc normal que l'influence d'une perturbation persiste à 168 jours.

Les prévisions de cette étude ont été réalisées en pluie parfaite, c'est-à-dire en utilisant en entrée du modèle les mêmes données climatiques qu'en simulation. En contexte de prévision opérationnelle, les entrées sont généralement des prévisions météorologiques, déterministes ou probabilistes en fonction de l'échéance. Les prévisions en pluie parfaite permettent de s'affranchir de l'influence de ces prévisions de précipitations et d'évaporation potentielle, qui peuvent être affectées par des biais, pour se concentrer sur la structure du modèle et les procédés d'assimilation. En revanche, les résultats obtenus ici, avant d'être utilisés en prévision opérationnelle, doivent être examinés avec des entrées plus proches de celles utilisées en prévision opérationnelle. Pour leurs essais d'assimilation d'ensemble, Piazzi et al. (2021) ont par exemple utilisé des entrées perturbées par un bruit adapté, conçu pour reproduire l'incertitude des prévisions météorologiques. Ils ont pu ainsi évaluer notamment l'impact de l'incertitude pesant sur les entrées sur la fiabilité des prévisions de débits.

6.5 Conclusion

L'objectif de ce chapitre était de concevoir et d'implémenter différents procédés d'assimilation simple du débit et de la piézométrie dans la structure modifiée du modèle GR6J présentée au chapitre 5, puis de les évaluer sur l'échantillon restreint de bassins versants via une procédure de calage-contrôle, pour estimer leurs apports en prévision des bas débits au moyen de plusieurs critères.

La seule amélioration constatée pour les prévision de débits est celle de l'assimilation du débit seul, sans utiliser les équations linéarisées, pour l'échéance de prévision la plus courte — 7 jours. Au-delà, l'apport de cette méthode d'assimilation devient non significatif, puis négatif à longue échéance en raison de la trop grande perturbation du modèle qu'elle cause. Les autres techniques d'assimilation n'améliorent pas les prévisions des débits. Les performances en prévision du niveau piézométrique n'ont pas été étudiées systématiquement, mais au vu des deux exemples sur l'Avre et l'Essonne, il est probable qu'elles soient au moins légèrement améliorées par l'assimilation du dernier niveau piézométrique observé.

Les techniques d'assimilation utilisant des versions linéarisées des équations du modèle dégradent franchement les performances en prévision, davantage que leurs équivalents non linéarisés. Bien qu'il soit difficile d'énoncer une sentence irrévocable à partir de ce résultat, il est improbable que l'implémentation d'un filtre de Kalman étendu puisse améliorer les performances du modèle en prévision. Compte tenu de la complexité de cette implémentation, qui nécessite notamment le calcul de l'adjoint du modèle, l'exploration de cette voie n'est pas recommandée.

Il reste que l'assimilation complète utilisée dans ce chapitre est une approche qui apparaîtra comme préhistorique aux modélisateurs habitués de l'exercice fin qu'est l'assimilation de données. Même si la révolution néolithique du filtre de Kalman n'est pas utilisable dans notre cas, il est possible de passer directement à l'âge du bronze avec les techniques d'assimilation d'ensemble qui ont permis à Piazzi et al. (2021) d'obtenir de meilleures performances en prévision avec un modèle proche de celui utilisé dans ce chapitre. L'implémentation d'un filtre particulaire ou d'un filtre de Kalman d'ensemble, si l'on exclut l'infrastructure de la prévision d'ensemble, est bien moins complexe que

celle d'un filtre de Kalman étendu et nécessite moins d'hypothèses sur les différentes structures d'erreur. L'assimilation d'ensemble est également plus adaptée à la prévision opérationnelle à moyen terme, puisque des ensembles de prévisions météorologiques sont généralement utilisés en entrée, comme ceux du CEPMMT — Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme.

Conclusion générale

Les données piézométriques constituent une source de données intéressantes pour la modélisation hydrologique. En effet, parmi les chemins de l'eau actifs dans les bassins versants, les aquifères ne sont pas de simples *porteurs d'eau* et ont une place particulière : ils sont capables de stocker de l'eau sur de plus ou moins longues périodes de temps. Cette capacité de stockage leur confère un rôle lors des périodes d'étiage, puisqu'ils deviennent alors la principale source d'alimentation du cours d'eau — on parle de *soutien d'étiage* — lorsque les autres, au stockage plus fruste, se tarissent. Ce rôle de l'aquifère est à relier avec un phénomène observé dans le fonctionnement global des bassins versants, leur *mémoire* inter-annuelle, c'est-à-dire leur capacité à être influencés par les aléas climatiques des années précédentes et non seulement par celui de l'année en cours. Cette thèse se proposait d'améliorer la représentation des étiages par un modèle hydrologique en lui apportant une nouvelle source d'information, les données de niveau piézométrique. En particulier, l'apport de celles-ci devait répondre à un écueil important des modèles hydrologiques dans la représentation des étiages qui est celle de la mémoire inter-annuelle des bassins versants.

Le premier chapitre a exposé le contexte scientifique de ce travail. Nous avons insisté sur la spécificité de notre approche au sein de l'univers de la modélisation hydrologique et avons défini les concepts utilisés, notamment celui de mémoire des bassins versants. Nous avons exposé l'état des connaissances sur le rôle des aquifères dans l'hydrologie de surface et les représentations existantes de ce rôle. Enfin, nous avons défini la problématique de la thèse en deux questions : d'une part, la mémoire des aquifères, telle qu'elle est visible dans une chronique de données piézométriques, fournit-elle une information pertinente sur la mémoire des bassins versants ? D'autre part, l'information nouvelle apportée par la donnée piézométrique permet-elle au modèle de mieux représenter les sécheresses, en simulation comme en prévision ?

Le deuxième chapitre a souligné la grande diversité de la relation entre eaux de surface et aquifères et son caractère fondamentalement idiosyncratique, à travers une présentation synthétique du contexte hydrogéologique de la France métropolitaine, du point de vue de l'hydrologue de surface. Pour bâtir un modèle utilisable dans une large gamme de configurations hydrogéologiques, cette spécificité doit être dépassée en exposant des relations générales entre eaux souterraines et eaux de surface. Pour ce faire, nous nous sommes placés dans le cadre méthodologique de l'hydrologie de grands échantillons, déjà utilisé dans les travaux précédents de Perrin (2000) ou Le Moine (2008) : toute approche de modélisation doit être validée sur un nombre conséquent de bassins versants, à la diversité aussi grande que possible. Nous avons donc constitué deux échantillons de bassins versants : d'abord, un échantillon large de 1 664 bassins ne comprenant que des données de débit ; ensuite, en raison de la moindre disponibilité des données piézométriques, un ensemble de 107 bassins versants associés à un ou plusieurs piézomètres pertinents, liés à des aquifères affleurant dans le bassin. La construction de cette base de données associant données climatiques, données de débit et données de niveau piézométrique est le premier résultat de cette thèse.

Le troisième chapitre a décrit une première démarche d'évaluation de la mémoire des bassins versants, sans utiliser de données piézométriques, à travers le développement et la mise en œuvre d'une nouvelle méthode de séparation d'hydrogramme, adaptée à l'évaluation automatique d'un indicateur d'intensité de la mémoire sur les bassins versants : le *baseflow index* (BFI). Les valeurs de cet indicateur ont ensuite été comparées à un indice de présence d'un aquifère, déterminé à partir de la carte hydrogéologique de Margat (1980). Cette comparaison a permis de tirer une première conclusion sur la mémoire : la présence d'un aquifère en relation avec le réseau hydrographique de surface est une condition nécessaire mais non suffisante à l'observation d'une mémoire inter-annuelle des débits.

Le quatrième chapitre a rassemblé les travaux de comparaison de la mémoire des bassins versants et des aquifères, sur l'échantillon restreint combinant données hydroclimatiques et piézométriques. La première étude présentée compare des statistiques annuelles de ces deux types de données, tant sur les valeurs moyennes que sur les événements extrêmes. Elle a permis de mettre en exergue la diversité des situations rencontrées et les rôles très différents joués par les aquifères selon les bassins : le niveau piézométrique donne parfois une information pertinente pour la modélisation des crues, parfois pour celle des étiages, parfois pour les deux ou pour aucune des deux. L'apport de l'information piézométrique à la modélisation hydrologique est donc susceptible de se manifester différemment en fonction des bassins et il est difficile à estimer a priori à partir des caractéristiques géologiques de l'aquifère considéré. La deuxième étude présentée dans ce chapitre a comparé deux métriques caractérisant la longueur dans le temps et l'intensité — c'est-à-dire l'importante relative dans le débit total — de la mémoire des bassins versants. Elle a montré que les deux sont généralement liées : les bassins à mémoire longue sont aussi ceux où la composante lente est la plus importante dans sa contribution au débit total. Ces bassins sont aussi ceux où la mémoire des aquifères est la plus longue. On peut donc en tirer une deuxième conclusion sur la mémoire : la mémoire des aquifères est clairement liée à celle des débits, surtout en étiage et l'information donnée par le niveau piézométrique reflète souvent la manifestation de cette mémoire dans les étiages, même si l'univocité de ce lien varie entre les régions étudiées.

Dans le cinquième chapitre, nous avons entrepris d'adapter la structure du modèle hydrologique GR6J, utilisé notamment en simulation et en prévision des étiages, pour lui ajouter une seconde sortie : le niveau piézométrique. Nous avons proposé une méthode de calage du modèle utilisant une fonction-objectif composite, combinant un critère sur les débits et un autre sur le niveau piézométrique. Cette nouvelle structure et cette nouvelle stratégie de calage n'améliorent que rarement la simulation des étiages, ce qui est un résultat décevant si l'on tient compte des conclusions précédentes. En revanche, le modèle a montré des performances remarquables en simulation du niveau piézométrique, ce qui permet d'envisager de nouvelles utilisations pour la gestion de la ressource en eau souterraine. Ce nouveau modèle a été nommé GRZJ dans la bibliothèque `GRcpp` où il a été implémenté — cf. annexe C — avec un Z comme la piézométrie.

Enfin, le sixième chapitre a relaté l'ébauche d'un travail de conception et d'évaluation d'un procédé d'assimilation de données dans la structure de modèle développée au chapitre précédent, dans le but d'améliorer la prévision des étiages. Cinq méthodes d'assimilation complète ont été testées à diverses échéances, à moyen-terme — 1 à 4 semaines — et à long-terme — 1 à 6 mois. Aucune n'a montré une capacité à améliorer les performances en prévision, à l'exception de l'assimilation complète du débit seul pour les prévisions à court terme, ce qui est un résultat attendu. Si l'on veut développer une nouvelle utilisation du modèle pour prévoir les niveaux piézométriques, les études de cas suggèrent cependant que l'assimilation de ceux-ci faciliteraient ce nouvel usage. Ces résultats, là encore décevants, sont cohérents avec ceux du chapitre précédent. Il reste de cette troisième partie que l'incorporation de données piézométriques dans le modèle améliore le réalisme des processus hydrologiques simulés par le modèle et que cela augure d'une plus grande robustesse de celui-ci en

contexte changeant : cette plus grande robustesse est d'ailleurs illustrée par une paramétrisation plus stable entre les périodes du *split-sample test* entrepris au chapitre 5.

Comme souligné par Le Moine (2008) dans sa propre conclusion de thèse, les tests conduits sur de grands échantillons de bassins versants permettent d'évaluer et de valider, ou non, les nouvelles approches de modélisation hydrologique. Cependant, rien ne remplace la mise en œuvre pratique au service d'utilisateurs comme des gestionnaires opérationnels de la ressource en eau. Le développement et l'utilisation opérationnelle diront si les résultats de cette thèse permettront d'ouvrir de nouvelles pistes dans la gestion des sécheresses.

La réponse à la question posée par le titre de cette thèse est finalement négative : nous n'avons pas réussi à améliorer la simulation et la prévision des débits en introduisant des données piézométriques dans la modélisation. Néanmoins, nous avons réussi à simuler et prévoir la piézométrie sans dégrader les performances pour le débit et en améliorant même la stabilité du modèle. Les perspectives ouvertes par ces résultats sont nombreuses. Les paragraphes suivants en dessinent quelques-unes.

La première qui découle immédiatement du sixième chapitre est l'implémentation d'un procédé d'assimilation de données de débit et de piézométrie plus ambitieux que l'assimilation complète — d'aucun·e·s diraient *brutale* voire *préhistorique* — tentée dans cette thèse. Les performances franchement mauvaises des procédés d'assimilation utilisant les versions linéarisées des relations états–sorties n'incitent pas à aller vers un procédé déterministe linéarisé comme le filtre de Kalman étendu. Dans la lignée des travaux de Piazzi et al. (2021), les procédés d'assimilation d'ensemble apparaissent plus prometteurs, que ce soit le filtre de Kalman d'ensemble ou le filtre particulaire. Cela serait par ailleurs compatible avec l'intégration du modèle dans une chaîne de prévision d'ensemble opérationnelle, utilisant des ensembles de prévisions météorologiques, à l'instar de ceux produits par Météo France ou le CEPMMT [1]. L'implémentation de tels procédés, sans aller jusqu'à la chaîne opérationnelle complète, faisait partie des ambitions initiales de cette thèse qui ont dû être écartées par manque de temps.

Ensuite, les approches examinées dans les différents chapitres se concentrent sur l'appairage du bassin versant avec un seul piézomètre. Quid des bassins liés à plusieurs aquifères, avec des rôles et des influences différentes ? Nous imaginons deux approches susceptibles de répondre à cette question : d'une part, la voie de la semi-distribution, telle qu'envisagée par Lobligeois (2014) pour répondre au problème de l'inégale répartition spatiale des précipitations, permettrait de découper le bassin versant en entités suffisamment petites pour n'être associées qu'à un seul aquifère ; d'autre part, une modification de la structure du modèle, qui resterait global, avec par exemple plusieurs réservoirs exponentiels en parallèle calés sur différentes chroniques de niveau piézométrique. D'autres problèmes se posent quant à l'évolution de la structure du modèle : quid du réservoir de production, aux dynamiques inter-annuelles marquées dans certains bassins, en particulier dans les régions crayeuses ? Comment faire évoluer la fonction de percolation pour mieux représenter le flux direct sol-aquifère ? Ces questions pourront être examinées dans de futurs travaux visant à améliorer les performances, le réalisme et la robustesse du modèle.

Dans cette thèse, nous n'avons travaillé que sur des bassins qui n'étaient pas influencés par les activités anthropiques ou en tout cas pas identifiés comme tels. Plusieurs régions étudiées comportent néanmoins des pompages importants d'eaux souterraines, notamment pour l'irrigation agricole. La prise en compte de ces prélèvements et au-delà, de la relation complexe entre conditions climatiques, prélèvements et agriculture permettrait d'inclure la modélisation hydrologique dans un outil de gestion plus large, comme dans les travaux de Collet et al. (2013) sur le bassin de l'Hérault. La nappe de Beauce pourrait constituer un premier cas d'étude.

1. Centre européen de prévision météorologique à moyen terme

Enfin, les travaux présentés dans cette thèse ont été conduits sur un nombre relativement restreint de bassins versants par rapport aux autres thèses du même genre — 107 bassins contre 1 040 pour Le Moine (2008) ou 1 000 pour Pushpalatha (2013). C'est cependant tout ce que nous avons pu tirer des bases de données nationales ADES et Banque Hydro selon les critères que nous nous étions fixés au chapitre 2. Il serait donc utile de développer l'usage d'autres types de données représentatifs des niveaux des eaux souterraines. D'une part, il est possible de sortir du cadre géographique de la France métropolitaine, en évaluant les approches sur les rares données disponibles en Outre-mer, mais aussi dans d'autres pays : le rejeu de la *Millenium drought* australienne serait par exemple un exercice intéressant. D'autre part, comme souligné à plusieurs reprises dans cette thèse, les données télé-relevées de contenu en eau du sous-sol issues de la mesure du champ de gravité terrestre, comme celles de la mission GRACE, constituent une autre source de données sur les eaux souterraines. Leur utilité dans l'amélioration de la prévision des étiages pourrait être examinée, surtout pour les grands bassins versants.

Bibliographie

AGENCE DE L'EAU RHÔNE-MÉDITERRANÉE-CORSE, 2015. *Atlas hydrogéologique du bassin Rhône-Méditerranée-Corse*. Aussi disponible à l'adresse : https://www.rhone-mediterranee.eaufrance.fr/milieux-aquatiques/eaux-souterraines/masse-deau-et-entites-hydrogeologiques.

ALVAREZ-GARRETON, Camila ; BOISIER, Juan Pablo ; GARREAUD, René ; SEIBERT, Jan ; VIS, Marc, 2021. Progressive water deficits during multiyear droughts in basins with long hydrological memory in Chile. *Hydrology and Earth System Sciences*. T. 25, n° 1, p. 429-446. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/hess-25-429-2021.

ANDRÉASSIAN, Vazken, 2005. *Trois énigmes de modélisation hydrologique*. Paris. Aussi disponible à l'adresse : https://hal.inrae.fr/tel-02586371. Mémoire d'Habilitation à Diriger les Recherches. Université Pierre et Marie Curie.

ANDRÉASSIAN, Vazken ; MANDER, Ülo ; PAE, Taavi, 2016. The Budyko hypothesis before Budyko : The hydrological legacy of Evald Oldekop. *Journal of Hydrology*. T. 535, p. 386-391. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2016.02.002.

ASTAGNEAU, Paul C. ; THIREL, Guillaume ; DELAIGUE, Olivier ; GUILLAUME, Joseph H. A. ; PARAJKA, Juraj ; BRAUER, Claudia C. ; VIGLIONE, Alberto ; BUYTAERT, Wouter ; BEVEN, Keith J., 2021. Technical note : Hydrology modelling R packages – a unified analysis of models and practicalities from a user perspective. *Hydrology and Earth System Sciences*. T. 25, n° 7, p. 3937-3973. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/hess-25-3937-2021.

BAGUIS, Pierre ; ROULIN, Emmanuel, 2017. Soil Moisture Data Assimilation in a Hydrological Model : A Case Study in Belgium Using Large-Scale Satellite Data. *Remote Sensing*. T. 9, n° 8, p. 820. Disp. à l'adr. DOI : 10.3390/rs9080820.

BARTHEL, Roland, 2014. HESS Opinions : Integration of groundwater and surface water research : an interdisciplinary problem ? *Hydrology and Earth System Sciences*. T. 18, n° 7, p. 2615-2628. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/hess-18-2615-2014.

BEAR, Jacob, 2007. *Hydraulics of groundwater*. Mineola, N.Y : Dover Publications. ISBN 978-0486453552.

BERGSTRÖM, Sten, 1976. *Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments*. Norrköping. Rapport, RHO 7. SMHI.

BERTHET, Lionel, 2010. *Prévision des crues au pas de temps horaire : pour une meilleure assimilation de l'information de débit dans un modèle hydrologique*. Paris. Thèse de doctorat. Agro ParisTech.

BEVEN, Keith, 2000. Uniqueness of place and process representations in hydrological modelling. *Hydrology and Earth System Sciences*. T. 4, n° 2, p. 203-213. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/hess-4-203-2000.

BEVEN, Keith, 2012. *Rainfall-runoff modelling : the primer*. Chichester, West Sussex Hoboken, NJ : Wiley-Blackwell. ISBN 978-0-470-71459-1.

BEVEN, Keith ; KIRKBY, Mike ; SCHOFIELD, Nicholas ; TAGG, Andrew, 1984. Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments. *Journal of Hydrology*. T. 69, n° 1-4, p. 119-143. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/0022-1694(84)90159-8.

BEVEN, Keith ; WESTERBERG, Ida, 2011. On red herrings and real herrings : disinformation and information in hydrological inference. *Hydrological Processes*. T. 25, n° 10, p. 1676-1680. Disp. à l'adr. DOI : 10.1002/hyp.7963.

BLANCHARD, Michèle ; FRANCHISTÉGUY, Laurent ; HABETS, Florence ; MARTIN, Éric ; NOILHAN, Joël, 2007. Typologie des sécheresses sur la France et outils de suivi de la ressource en eau utilisés à Météo-France. *Revue Française de Géotechnique*. N° 120-121, p. 11-20. Disp. à l'adr. DOI : 10.1051/geotech/2007120011.

BLÖSCHL, Günter, 2013. *Runoff prediction in ungauged basins : synthesis across processes, places and scales*. Cambridge : Cambridge University Press. ISBN 9781107028180.

BOCQUET, Marc, 2014. *Introduction to the principles and methods of data assimilation in the geosciences*. Version 0.42. Aussi disponible à l'adresse : http://cerea.enpc.fr/HomePages/bocquet/teaching/assim-mb-en.pdf.

BONSOR, Helen C. ; MACDONALD, Alan M. ; AHMED, Kazi M. ; BURGESS, William G. ; BASHARAT, Muhammad ; CALOW, Roger C. ; DIXIT, Ajaya ; FOSTER, S. S. D. ; GOPAL, Krishan ; LAPWORTH, Daniel J. ; MOENCH, Marcus ; MUKHERJEE, Abhijit ; RAO, Madhusudana S. ; SHAMSUDDUHA, Mohammad ; SMITH, Linda ; TAYLOR, Richard G. ; TUCKER, Josephine ; STEENBERGEN, Frank van ; YADAV, Shobha K. ; ZAHID, Anwar, 2017. Hydrogeological typologies of the Indo-Gangetic basin alluvial aquifer, South Asia. *Hydrogeology Journal*. T. 25, n° 5, p. 1377-1406. Disp. à l'adr. DOI : 10.1007/s10040-017-1550-z.

BOUAZIZ, Laurène J. E. ; FENICIA, Fabrizio ; THIREL, Guillaume ; BOER-EUSER, Tanja de ; BUITINK, Joost ; BRAUER, Claudia C. ; NIEL, Jan De ; DEWALS, Benjamin J. ; DROGUE, Gilles ; GRELIER, Benjamin ; MELSEN, Lieke A. ; MOUSTAKAS, Sotirios ; NOSSENT, Jiri ; PEREIRA, Fernando ; SPROKKEREEF, Eric ; STAM, Jasper ; WEERTS, Albrecht H. ; WILLEMS, Patrick ; SAVENIJE, Hubert H. G. ; HRACHOWITZ, Markus, 2021. Behind the scenes of streamflow model performance. *Hydrology and Earth System Sciences*. T. 25, n° 2, p. 1069-1095. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/hess-25-1069-2021.

BOURGIN, François ; RAMOS, Maria-Helena ; THIREL, Guillaume ; ANDRÉASSIAN, Vazken, 2014. Investigating the interactions between data assimilation and post-processing in hydrological ensemble forecasting. *Journal of Hydrology*. T. 519, p. 2775-2784. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2014.07.054.

BOX, George E. P., 1976. Science and Statistics. *Journal of the American Statistical Association*. T. 71, n° 356, p. 791-799. Disp. à l'adr. DOI : 10.1080/01621459.1976.10480949.

BRGM, 2021a. *ADES : portail national d'accès aux données sur les eaux souterraines*. Aussi disponible à l'adresse : https://ades.eaufrance.fr/.

BRGM, 2021b. *BDLISA : le référentiel hydrogéologique français*. Aussi disponible à l'adresse : https://bdlisa.eaufrance.fr/.

BRGM, 2021c. *InfoTerre, un accès à l'information scientifique et technique du BRGM*. Aussi disponible à l'adresse : https://infoterre.brgm.fr/.

BROOKS, Kenneth N. ; FFOLLIOTT, Peter F. ; MAGNER, Joseph A., 2013. Hydrologic cycle and the water budget. In : *Hydrology and the management of watersheds*. Third edition. John Wiley & Sons, chap. 2. ISBN 978-0-4709-6305-0.

BRUGERON, Alexandre ; PAROISSIEN, Jean-Baptiste ; TILLIER, Loïc, 2018. *Référentiel hydrogéologique BDLISA version 2 : Principes de construction et évolutions*. Rapport final, RP-67489-FR. BRGM. Aussi disponible à l'adresse : `http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-67489-FR.pdf`.

CAUCHY, Augustin-Louis, 1844. 26e leçon. In : *Leçons de calcul différentiel et de calcul intégral*. Paris : Bachelier, p. 385-396.

CHERY, Laurence ; CATTAN, Aline, 2003. ADES : la banque de données nationale sur les eaux souterraines. *La Houille Blanche*. T. 89, nº 2, p. 115-119. Disp. à l'adr. DOI : `10.1051/lhb/2003038`.

CLARKE, Robin T., 2008. Issues of experimental design for comparing the performance of hydrologic models. *Water Resources Research*. T. 44, nº 1. Disp. à l'adr. DOI : `10.1029/2007wr005927`.

CLOKE, Hannah L. ; PAPPENBERGER, Florent, 2009. Ensemble flood forecasting : A review. *Journal of Hydrology*. T. 375, nº 3-4, p. 613-626. Disp. à l'adr. DOI : `10.1016/j.jhydrol.2009.06.005`.

COHEN, Kim M. ; HARPER, David A.T. ; GIBBARD, Philip L., 2018. *ICS International Chronostratigraphic Chart*. Aussi disponible à l'adresse : `https://www.stratigraphy.org`.

COLLET, Lila ; RUELLAND, Denis ; BORRELL-ESTUPINA, Valérie ; DEZETTER, Alain ; SERVAT, Eric, 2013. Integrated modelling to assess long-term water supply capacity of a meso-scale Mediterranean catchment. *Science of The Total Environment*. T. 461-462, p. 528-540. Disp. à l'adr. DOI : `10.1016/j.scitotenv.2013.05.036`.

CORON, Laurent ; DELAIGUE, Olivier ; THIREL, Guillaume ; DORCHIES, David ; PERRIN, Charles ; MICHEL, Claude, 2021. *airGR : Suite of GR Hydrological Models for Precipitation-Runoff Modelling*. Disp. à l'adr. DOI : `10.15454/EX11NA`. R package version 1.6.12.

CORRAL, Carles ; SEMPERE-TORRES, Daniel ; REVILLA, Maria ; BERENGUER, Marc, 2000. A semi-distributed hydrological model using rainfall estimates by radar. Application to Mediterranean basins. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B : Hydrology, Oceans and Atmosphere*. T. 25, nº 10-12, p. 1133-1136. Disp. à l'adr. DOI : `10.1016/s1464-1909(00)00166-0`.

COSANDEY, Claude, 2012. *Hydrologie continentale*. Paris : Armand Colin. ISBN 978-2-200-24617-4.

CREUTZFELDT, Benjamin ; FERRÉ, Ty ; TROCH, Peter ; MERZ, Bruno ; WZIONTEK, Hartmut ; GÜNTNER, Andreas, 2012. Total water storage dynamics in response to climate variability and extremes : Inference from long-term terrestrial gravity measurement. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. T. 117, nº D8, n/a-n/a. Disp. à l'adr. DOI : `10.1029/2011jd016472`.

DAS, Rajiv Kumar ; PRAKASH, Neelam Rup, 2011. Design of an improvised tipping bucket rain gauge for measurement of rain and snow precipitation. *International Journal of Instrumentation Technology*. T. 1, nº 1, p. 44. Disp. à l'adr. DOI : `10.1504/ijit.2011.043597`.

DE FRUTOS CACHORRO, Julia ; ERDLENBRUCH, Katrin ; TIDBALL, Mabel, 2016. A dynamic model of irrigation and land-use choice : application to the Beauce aquifer in France. *European Review of Agricultural Economics*. T. 44, nº 1, p. 99-120. Disp. à l'adr. DOI : `10.1093/erae/jbw005`.

DE LAVENNE, Alban ; ANDRÉASSIAN, Vazken ; CROCHEMORE, Louise ; LINDSTRÖM, Göran ; ARHEIMER, Berit, 2021. Quantifying pluriannual hydrological memory with Catchment Forgetting Curves. Disp. à l'adr. DOI : `10.5194/hess-2021-331`. under review.

DE MARSILY, Ghislain, 1981. *Hydrogéologie quantitative*. Paris : Masson. ISBN 978-2-225-75504-0.

DE MARSILY, Ghislain, 2005. Quelques réflexions sur l'utilisation des modèles en hydrologie. [Tribune libre]. *Revue des sciences de l'eau*. T. 7, nº 3, p. 219-234. Disp. à l'adr. DOI : `10.7202/705198ar`.

DELAIGUE, Olivier ; BOISSONNAT, Jean-Baptiste, 2021. *Communication personnelle.*

DELAIGUE, Olivier ; BOISSONNAT, Jean-Baptiste ; GÉNOT, Benoît ; LEBECHEREL, Laure ; BRIGODE, Pierre ; BOURGIN, Pierre-Yves, 2021. *Base de données hydroclimatiques observées à l'échelle de la France* [INRAE, UR HYCAR]. Aussi disponible à l'adresse : `https://webgr.inrae.fr/base-de-donnees`.

DEY, Pankaj ; MUJUMDAR, Pradeep P., 2018. Multiscale evolution of persistence of rainfall and streamflow. *Advances in Water Resources.* T. 121, p. 285-303. ISSN 03091708. Disp. à l'adr. DOI : `10.1016/j.advwatres.2018.08.018`.

DONIER, Sylvie ; HABETS, Florence ; LACARRÈRE, Pierre ; LE MOIGNE, Patrick ; NOILHAN, Joël, 2003. Initialisation of soil moisture in mesoscale atmospherical model. In : *EGS - AGU - EUG Joint Assembly*, p. 5467. EGS - AGU - EUG Joint Assembly.

DOUVILLE, Hervé ; RAGHAVAN, Krishnan ; RENWICK, James A. ; ALLAN, Richard P. ; ARIAS, Paola A. ; BARLOW, Mathew ; CEREZO-MOTA, Ruth ; CHERCHI, Annalisa ; GAN, Thian Y. ; GERGIS, Joelle ; JIANG, Dabang ; KHAN, Asif ; POKAM MBA, Wilfried ; ROSENFELD, Daniel ; TIERNEY, Jessica ; ZOLINA, Olga ; BRACONNOT, Pascale ; DIEDHIOU, Arona, 2021. Water Cycle Changes. In : *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* IPCC. Aussi disponible à l'adresse : `https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_Chapter_08.pdf`.

EDDELBUETTEL, Dirk, 2018. *RcppDE : Global Optimization by Differential Evolution in C++.* Aussi disponible à l'adresse : `https://CRAN.R-project.org/package=RcppDE`. R package version 0.1.6.

ESSOU, Gilles R. C. ; BRISSETTE, François ; LUCAS-PICHER, Philippe, 2017. The Use of Reanalyses and Gridded Observations as Weather Input Data for a Hydrological Model : Comparison of Performances of Simulated River Flows Based on the Density of Weather Stations. *Journal of Hydrometeorology.* T. 18, nº 2, p. 497-513. Disp. à l'adr. DOI : `10.1175/jhm-d-16-0088.1`.

EVENSEN, Geir, 2009. *Data assimilation : the ensemble Kalman filter.* Berlin Heidelberg : Springer. ISBN 978-3-642-03711-5.

FENICIA, Fabrizio ; KAVETSKI, Dmitri ; SAVENIJE, Hubert H. G., 2011. Elements of a flexible approach for conceptual hydrological modeling : 1. Motivation and theoretical development. *Water Resources Research.* T. 47, nº 11. Disp. à l'adr. DOI : `10.1029/2010wr010174`.

FEYEN, L. ; VÁZQUEZ, Raúl ; CHRISTIAENS, Karen ; SELS, O. ; FEYEN, Jan, 2000. Application of a distributed physically-based hydrological model to a medium size catchment. *Hydrology and Earth System Sciences.* T. 4, nº 1, p. 47-63. Disp. à l'adr. DOI : `10.5194/hess-4-47-2000`.

FICCHÍ, Andrea, 2017. *An adaptive hydrological model for multiple time-steps : diagnostics and improvements based on fluxes consistency.* Paris. Aussi disponible à l'adresse : `http://www.theses.fr/2017PA066097`. Thèse de doctorat. Université Pierre et Marie Curie.

FLORIANCIC, Marius G. ; MEERVELD, Ilja ; SMOORENBURG, Maarten ; MARGRETH, Michael ; NAEF, Felix ; KIRCHNER, James W. ; MOLNAR, Peter, 2018. Spatio-temporal variability in contributions to low flows in the high Alpine Poschiavino catchment. *Hydrological Processes.* T. 32, nº 26, p. 3938-3953. Disp. à l'adr. DOI : `10.1002/hyp.13302`.

FOWLER, Keirnan ; KNOBEN, Wouter ; PEEL, Murray ; PETERSON, Tim ; RYU, Dongryeol ; SAFT, Margarita ; SEO, Ki-Weon ; WESTERN, Andrew, 2020. Many Commonly Used Rainfall-Runoff Models Lack Long, Slow Dynamics : Implications for Runoff Projections. *Water Resources Research.* T. 56, nº 5. Disp. à l'adr. DOI : `10.1029/2019wr025286`.

FROUDE, Lizzie S. R. ; BENGTSSON, Lennart ; HODGES, Kevin I., 2013. Atmospheric predictability revisited. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*. T. 65, nº 1, p. 19022. Disp. à l'adr. DOI : 10.3402/tellusa.v65i0.19022.

GHARARI, Shervan ; RAZAVI, Saman, 2018. A review and synthesis of hysteresis in hydrology and hydrological modeling : Memory, path-dependency, or missing physics ? *Journal of Hydrology*. T. 566, p. 500-519. ISSN 00221694. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2018.06.037.

GIROTTO, Manuela ; DE LANNOY, Gabriëlle J. M. ; REICHLE, Rolf H. ; RODELL, Matthew ; DRAPER, Clara ; BHANJA, Soumendra N. ; MUKHERJEE, Abhijit, 2017. Benefits and pitfalls of GRACE data assimilation : A case study of terrestrial water storage depletion in India. *Geophysical Research Letters*. T. 44, nº 9, p. 4107-4115. Disp. à l'adr. DOI : 10.1002/2017gl072994.

GUIMBERTEAU, Matthieu ; DRAPEAU, Guillaume ; RONCHAIL, Josyane ; SULTAN, Benjamin ; POLCHER, Jan ; MARTINEZ, Jean-Michel ; PRIGENT, Catherine ; GUYOT, Jean-Loup ; COCHONNEAU, Gérard ; ESPINOZA, Jhan Carlo ; FILIZOLA, Naziano ; FRAIZY, Pascal ; LAVADO, Waldo ; DE OLIVEIRA, Eurides ; POMBOSA, Rodrigo ; NORIEGA, Luis ; VAUCHEL, Philippe, 2012. Discharge simulation in the sub-basins of the Amazon using ORCHIDEE forced by new datasets. *Hydrology and Earth System Sciences*. T. 16, nº 3, p. 911-935. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/hess-16-911-2012.

GUPTA, Hoshin V. ; KLING, Harald ; YILMAZ, Koray K. ; MARTINEZ, Guillermo F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria : Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*. T. 377, nº 1-2, p. 80-91. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2009.08.003.

GUPTA, Hoshin V. ; WAGENER, Thorsten ; LIU, Yuqiong, 2008. Reconciling theory with observations : elements of a diagnostic approach to model evaluation. *Hydrological Processes*. T. 22, nº 18, p. 3802-3813. Disp. à l'adr. DOI : 10.1002/hyp.6989.

HABETS, Florence ; ACKERER, Philippe ; AMRAOUI, Nadia ; BESSON, François ; CABELLERO, Yvan ; DE DREUZY, Jean-Raynald ; LONGUEVERGNE, Laurent ; MARTIN, Eric ; MOREL, Thierry ; REGIMBEAU, Fabienne ; ROUSSEAU, Marie ; ROUSSEAU-GUEUTIN, Pauline ; THIÉRY, Dominique ; SOUBEYROUX, Jean-Michel ; VERGNES, Jean-ierre ; VIENNOT, Pascal, 2015. *Aqui-FR, un système multi-modèle hydrogéologique à l'échelle nationale*. 2015-06. Rapport de fin de première année. Office national de l'eau et des milieux aquatiques. Aussi disponible à l'adresse : https://www.metis.upmc.fr/~aqui-fr/aquifr_rapport_1.v2_web.pdf.

HABETS, Florence ; BOONE, Aaron ; CHAMPEAUX, Jean-Louis ; ETCHEVERS, Pierre ; FRANCHISTÉGUY, Laurent ; LEBLOIS, Étienne ; LEDOUX, Emmanuel ; LE MOIGNE, Patrick ; MARTIN, Éric ; MOREL, Stéphane ; NOILHAN, Joël ; QUITANA SEGUÍ, Pere ; ROUSSET-REGIMBEAU, Fabienne ; VIENNOT, Pascal, 2008. The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *Journal of Geophysical Research*. T. 113, nº D6. Disp. à l'adr. DOI : 10.1029/2007jd008548.

HABETS, Florence ; GASCOIN, Simon ; KORKMAZ, Serdar ; THIÉRY, Dominique ; ZRIBI, Mehrez ; AMRAOUI, Nadia ; CARLI, Marion ; DUCHARNE, Agnès ; LEBLOIS, Etienne ; LEDOUX, Emmanuel ; MARTIN, Éric ; NOILHAN, Joël ; OTTLÉ, Catherine ; VIENNOT, Pascal, 2010. Multi-model comparison of a major flood in the groundwater-fed basin of the Somme River (France). *Hydrology and Earth System Sciences*. T. 14, nº 1, p. 99-117. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/hess-14-99-2010.

HAN, Eunjin ; MERWADE, Venkatesh ; HEATHMAN, Gary C., 2012. Implementation of surface soil moisture data assimilation with watershed scale distributed hydrological model. *Journal of Hydrology*. T. 416-417, p. 98-117. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2011.11.039.

HARTANTO, Isnaeni M. ; VAN DER KWAST, Johannes ; ALEXANDRIDIS, Thomas K. ; ALMEIDA, W. ; SONG, Y. ; ANDEL, Schalk J. van ; SOLOMATINE, Dimitri P., 2017. Data assimilation of satellite-based actual evapotranspiration in a distributed hydrological model of a controlled water system. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. T. 57, p. 123-135. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/j.jag.2016.12.015.

HAYASHI, Masaki, 2019. Alpine Hydrogeology : The Critical Role of Groundwater in Sourcing the Headwaters of the World. *Groundwater*. T. 58, nº 4, p. 498-510. Disp. à l'adr. DOI : 10.1111/gwat.12965.

HE, Xin ; LUCATERO, Diana ; RIDLER, Marc-Etienne ; MADSEN, Henrik ; KIDMOSE, Jacob ; HOLE, Øyvind ; PETERSEN, Claus ; ZHENG, Chunmiao ; REFSGAARD, Jens Christian, 2019. Real-time simulation of surface water and groundwater with data assimilation. *Advances in Water Resources*. T. 127, p. 13-25. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/j.advwatres.2019.03.004.

HERMAN, Jon D. ; KOLLAT, Joshua Brian ; REED, Patrick Michael ; WAGENER, Thorsten, 2013. Technical Note : Method of Morris effectively reduces the computational demands of global sensitivity analysis for distributed watershed models. *Hydrology and Earth System Sciences*. T. 17, nº 7, p. 2893-2903. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/hess-17-2893-2013.

HERSCHY, Reginald W., 2008. *Streamflow Measurement*. CRC Press. ISBN 978-0-4291-8023-1. Disp. à l'adr. DOI : 10.1201/9781482265880.

HORTON, Robert E., 1945. Erosional develoment of streams and their drainage basins ; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*. T. 56, nº 3, p. 275. Disp. à l'adr. DOI : 10.1130/0016-7606(1945)56[275:edosat]2.0.co;2.

HOU, Arthur Y. ; KAKAR, Ramesh K. ; NEECK, Steven ; AZARBARZIN, Ardeshir A. ; KUMMEROW, Christian D. ; KOJIMA, Masahiro ; OKI, Riko ; NAKAMURA, Kenji ; IGUCHI, Toshio, 2014. The Global Precipitation Measurement Mission. *Bulletin of the American Meteorological Society*. T. 95, nº 5, p. 701-722. Disp. à l'adr. DOI : 10.1175/bams-d-13-00164.1.

HURRELL, James W., 2001. Climate : The North Atlantic Oscillation. *Science*. T. 291, nº 5504, p. 603-605. Disp. à l'adr. DOI : 10.1126/science.1058761.

HURST, Harold E., 1951. Long-Term Storage Capacity of Reservoirs. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*. T. 116, nº 1, p. 770-799. Disp. à l'adr. DOI : 10.1061/taceat.0006518.

JAY-ALLEMAND, Maxime ; JAVELLE, Pierre ; GEJADZE, Igor ; ARNAUD, Patrick ; MALATERRE, Pierre-Olivier ; FINE, Jean-Alain ; ORGANDE, Didier, 2020. On the potential of variational calibration for a fully distributed hydrological model : application on a Mediterranean catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*. T. 24, nº 11, p. 5519-5538. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/hess-24-5519-2020.

JENICEK, Michal ; SEIBERT, Jan ; ZAPPA, Massimiliano ; STAUDINGER, Maria ; JONAS, Tobias, 2016. Importance of maximum snow accumulation for summer low flows in humid catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*. T. 20, nº 2, p. 859-874. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/hess-20-859-2016.

JOHNSTONE, Sarah ; MAZO, Jeffrey, 2011. Global Warming and the Arab Spring. *Survival*. T. 53, nº 2, p. 11-17. Disp. à l'adr. DOI : 10.1080/00396338.2011.571006.

KALNAY, Eugenia, 2003. *Atmospheric modeling, data assimilation, and predictability*. Cambridge New York : Cambridge University Press. ISBN 978-0-521-79179-3.

KANTELHARDT, Jan W. ; KOSCIELNY-BUNDE, Eva ; RYBSKI, Diego ; BRAUN, Peter ; BUNDE, Armin ; HAVLIN, Shlomo, 2006. Long-term persistence and multifractality of precipitation and river runoff records. *Journal of Geophysical Research*. T. 111, nº D1. ISSN 0148-0227. Disp. à l'adr. DOI : 10.1029/2005JD005881.

KÄSER, Daniel ; HUNKELER, Daniel, 2016. Contribution of alluvial groundwater to the outflow of mountainous catchments. *Water Resources Research*. T. 52, nº 2, p. 680-697. Disp. à l'adr. DOI : 10.1002/2014wr016730.

KHAKI, Mehdi ; HOTEIT, Ibrahim ; KUHN, Michael ; FOROOTAN, Ehsan ; AWANGE, Joseph, 2019. Assessing data assimilation frameworks for using multi-mission satellite products in a hydrological context. *Science of The Total Environment*. T. 647, p. 1031-1043. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/j.scitotenv.2018.08.032.

KHU, Soon-Thiam ; MADSEN, Henrik ; PIERRO, Francesco di, 2008. Incorporating multiple observations for distributed hydrologic model calibration : An approach using a multi-objective evolutionary algorithm and clustering. *Advances in Water Resources*. T. 31, nº 10, p. 1387-1398. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/j.advwatres.2008.07.011.

KIRCHNER, James W., 2003. A double paradox in catchment hydrology and geochemistry. *Hydrological Processes*. T. 17, nº 4, p. 871-874. Disp. à l'adr. DOI : 10.1002/hyp.5108.

KLEMEŠ, Vit, 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal*. T. 31, nº 1, p. 13-24. Disp. à l'adr. DOI : 10.1080/02626668609491024.

KLING, Harald ; FUCHS, Martin ; PAULIN, Maria, 2012. Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios. *Journal of Hydrology*. T. 424-425, p. 264-277. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2012.01.011.

KUMAR, Sujay V. ; ZAITCHIK, Benjamin F. ; PETERS-LIDARD, Christa D. ; RODELL, Matthew ; REICHLE, Rolf ; LI, Bailing ; JASINSKI, Michael ; MOCKO, David ; GETIRANA, Augusto ; LANNOY, Gabrielle De ; COSH, Michael H. ; HAIN, Christopher R. ; ANDERSON, Martha ; ARSENAULT, Kristi R. ; XIA, Youlong ; EK, Michael, 2016. Assimilation of Gridded GRACE Terrestrial Water Storage Estimates in the North American Land Data Assimilation System. *Journal of Hydrometeorology*. T. 17, nº 7, p. 1951-1972. Disp. à l'adr. DOI : 10.1175/jhm-d-15-0157.1.

LANDERER, Felix W. ; SWENSON, Sean C., 2012. Accuracy of scaled GRACE terrestrial water storage estimates. *Water Resources Research*. T. 48, nº 4. Disp. à l'adr. DOI : 10.1029/2011wr011453.

LANDON, Norbert ; PIEGAY, Hervé, 1999. Mise en évidence de l'ajustement d'un lit fluvial à partir de documents d'archives : le cas de la haute Drôme. *Revue de géographie alpine*. T. 87, nº 3, p. 67-86. Disp. à l'adr. DOI : 10.3406/rga.1999.2958.

LAVENNE, Alban de ; THIREL, Guillaume ; ANDRÉASSIAN, Vazken ; PERRIN, Charles ; RAMOS, Maria-Helena, 2016. Spatial variability of the parameters of a semi-distributed hydrological model. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*. T. 373, p. 87-94. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/piahs-373-87-2016.

LE DUY, Nguyen ; VAN KHANH NGUYEN, Triet ; VIET NGUYEN, Dung ; TUAN TRAN, Anh ; THI NGUYEN, Ha ; HEIDBÜCHEL, Ingo ; MERZ, Bruno ; APEL, Heiko, 2021. Groundwater dynamics in the Vietnamese Mekong Delta : Trends, memory effects, and response times. *Journal of Hydrology : Regional Studies*. T. 33, p. 100746. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/j.ejrh.2020.100746.

LE MOINE, Nicolas, 2008. *Le bassin versant de surface vu par le souterrain : une voie d'amélioration des performances et du réalisme des modéles pluie-débit ?* Thèse de doctorat. Agro ParisTech.

LE MOINE, Nicolas ; ANDRÉASSIAN, Vazken ; MATHEVET, Thibault, 2008. Confronting surface- and groundwater balances on the La Rochefoucauld-Touvre karstic system (Charente, France). *Water Resources Research*. T. 44, nº 3. Disp. à l'adr. DOI : 10.1029/2007wr005984.

LEEUWEN, Peter Jan van, 2009. Particle Filtering in Geophysical Systems. *Monthly Weather Review*. T. 137, nº 12, p. 4089-4114. Disp. à l'adr. DOI : 10.1175/2009mwr2835.1.

LELEU, Isabelle ; TONNELIER, Isabelle ; PUECHBERTY, Rachel ; GOUIN, Philippe ; VIQUENDI, Isabelle ; COBOS, Laurent ; FORAY, Anouck ; BAILLON, Martine ; NDIMA, Pierre-Olivier, 2014. La refonte du système d'information national pour la gestion et la mise à disposition des données hydrométriques. *La Houille Blanche*. N° 1, p. 25-32. Disp. à l'adr. DOI : 10.1051/lhb/2014004.

LEMAITRE-BASSET, Thibault ; OUDIN, Ludovic ; THIREL, Guillaume ; COLLET, Lila, 2021. Unravelling the contribution of potential evaporation formulation to uncertainty under climate change. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. T. 2021, p. 1-18. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/hess-2021-361. under review.

LERAT, Julien, 2009. *Quels apports hydrologiques pour les modèles hydrauliques ? : vers un modèle intégré de simulation des crues*. Paris. Aussi disponible à l'adresse : http://theses.fr/2009PA066073. Thèse de doctorat. Université Pierre et Marie Curie.

LI, Bailing ; RODELL, Matthew ; KUMAR, Sujay ; BEAUDOING, Hiroko Kato ; GETIRANA, Augusto ; ZAITCHIK, Benjamin F. ; GONCALVES, Luis Gustavo ; COSSETIN, Camila ; BHANJA, Soumendra ; MUKHERJEE, Abhijit ; TIAN, Siyuan ; TANGDAMRONGSUB, Natthachet ; LONG, Di ; NANTEZA, Jamiat ; LEE, Jejung ; POLICELLI, Frederick ; GONI, Ibrahim B. ; DAIRA, Djoret ; BILA, Mohammed ; LANNOY, Gabriëlle ; MOCKO, David ; STEELE-DUNNE, Susan C. ; SAVE, Himanshu ; BETTADPUR, Srinivas, 2019. Global GRACE Data Assimilation for Groundwater and Drought Monitoring : Advances and Challenges. *Water Resources Research*. T. 55, n° 9, p. 7564-7586. Disp. à l'adr. DOI : 10.1029/2018wr024618.

LI, Sisi ; GITAU, Margaret ; ENGEL, Bernard A. ; ZHANG, Liang ; DU, Yun ; WALLACE, Carlington ; FLANAGAN, Dennis C., 2017. Development of a distributed hydrological model to facilitate watershed management. *Hydrological Sciences Journal*. T. 62, n° 11, p. 1755-1771. Disp. à l'adr. DOI : 10.1080/02626667.2017.1351029.

LJUNG, Lennart, 1999. *System identification : theory for the user*. Upper Saddle River, NJ : Prentice Hall PTR. ISBN 978-0-13656-695-3.

LLAMAS MADURGA, Manuel Ramón, 1974. Motivaciones extraeconómicas en la utilización de las aguas subterraneas. *Agua*. T. 1, n° 82, p. 29-36. Aussi disponible à l'adresse : http://infoterre.brgm.fr/rapports/75-SGN-206-AME.pdf.

LO, Min-Hui ; FAMIGLIETTI, James S., 2010. Effect of water table dynamics on land surface hydrologic memory. *Journal of Geophysical Research*. T. 115, n° D22. Disp. à l'adr. DOI : 10.1029/2010jd014191.

LOBLIGEOIS, Florent, 2014. *Mieux connaître la distribution spatiale des pluies améliore-t-il la modélisation des crues ? Diagnostic sur 181 bassins versants français*. Thèse de doctorat. Agro ParisTech.

MADADGAR, Shahrbanou ; MORADKHANI, Hamid ; GAREN, David, 2012. Towards improved post-processing of hydrologic forecast ensembles. *Hydrological Processes*. T. 28, n° 1, p. 104-122. Disp. à l'adr. DOI : 10.1002/hyp.9562.

MANDELBROT, Benoit B. ; WALLIS, James R., 1968. Noah, Joseph, and Operational Hydrology. *Water Resources Research*. T. 4, n° 5, p. 909-918. Disp. à l'adr. DOI : 10.1029/wr004i005p00909.

MANETA, Marco P. ; SOULSBY, Chris ; KUPPEL, Sylvain ; TETZLAFF, Doerthe, 2018. Conceptualizing catchment storage dynamics and nonlinearities. *Hydrological Processes*. ISSN 08856087. Disp. à l'adr. DOI : 10.1002/hyp.13262.

MARGAT, Jean, 1980. *Carte hydrogéologique de la France : systèmes aquifères*. Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.

MATALAS, Nicholas C, 1963. *Autocorrelation of rainfall and streamflow minimums*. Washington : U.S. Govt. Print. Off. Geological survey professional paper, n° 434-B. Aussi disponible à l'adresse : https://pubs.usgs.gov/pp/0434b/report.pdf.

MCDONNELL, Jeffrey J. ; BEVEN, Keith, 2014. Debates-The future of hydrological sciences : A (common) path forward ? A call to action aimed at understanding velocities, celerities and residence time distributions of the headwater hydrograph. *Water Resources Research*. T. 50, n° 6, p. 5342-5350. Disp. à l'adr. DOI : 10.1002/2013wr015141.

MERZ, Bruno ; NGUYEN, Viet Dung ; VOROGUSHYN, Sergiy, 2016. Temporal clustering of floods in Germany : Do flood-rich and flood-poor periods exist ? *Journal of Hydrology*. T. 541, p. 824-838. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2016.07.041.

MEZENTSEV, Varfolomei, 1955. Back to the computation of total evaporation — Ещё раз о расчете среднего суммарного испарения. *Meteorologia i Gidrologia — Метеорология и Гидрология*. T. 5, p. 24-26.

MICHEL, Claude, 1991. *Hydrologie appliquée aux petits bassins versants ruraux* [Cemagref]. Antony, France.

MONTANARI, Alberto, 2012. Hydrology of the Po River : looking for changing patterns in river discharge. *Hydrology and Earth System Sciences*. T. 16, n° 10, p. 3739-3747. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/hess-16-3739-2012.

MOORE, Robert James ; BELL, Vicky, 2002. Incorporation of groundwater losses and well level data in rainfall-runoff models illustrated using the PDM. *Hydrology and Earth System Sciences*. T. 6, n° 1, p. 25-38. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/hess-6-25-2002.

MOSTAFAIE, Abdorrahman ; FOROOTAN, Ehsan ; SAFARI, Abdolreza ; SCHUMACHER, Maike, 2018. Comparing multi-objective optimization techniques to calibrate a conceptual hydrological model using in situ runoff and daily GRACE data. *Computational Geosciences*. T. 22, n° 3, p. 789-814. Disp. à l'adr. DOI : 10.1007/s10596-018-9726-8.

MOTAVITA, Diego Fernando ; CHOW, Reynold ; GUTHKE, Anneli ; NOWAK, Wolfgang, 2019. The comprehensive differential split-sample test : A stress-test for hydrological model robustness under climate variability. *Journal of Hydrology*. T. 573, p. 501-515. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2019.03.054.

MOUELHI, Safouane, 2003. *Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier*. Paris. Aussi disponible à l'adresse : http://www.theses.fr/2003ENGR0001. Thèse de doctorat. École nationale du génie rural, des eaux et des forêts.

NASH, James Eamonn ; SUTCLIFFE, John Vernon, 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*. T. 10, n° 3, p. 282-290. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/0022-1694(70)90255-6.

EL-NASR, Ahmed Abu ; ARNOLD, Jeffrey G. ; FEYEN, Jan ; BERLAMONT, Jean, 2005. Modelling the hydrology of a catchment using a distributed and a semi-distributed model. *Hydrological Processes*. T. 19, n° 3, p. 573-587. Disp. à l'adr. DOI : 10.1002/hyp.5610.

NÉGREL, Philippe ; PETELET-GIRAUD, Emmanuelle, 2005. Strontium isotopes as tracers of groundwater-induced floods : the Somme case study (France). *Journal of Hydrology*. T. 305, n° 1-4, p. 99-119. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2004.08.031.

NGUYEN, Gautier ; AUNAI, Nicolas ; FONTAINE, Dominique ; PENNEC, Erwan Le ; BOSSCHE, Joris Van den ; JEANDET, Alexis ; BAKKALI, Brice ; VIGNOLI, Louis ; BLANCARD, Bruno Regaldo-Saint, 2019. Automatic Detection of Interplanetary Coronal Mass Ejections from In Situ Data : A Deep Learning Approach. *The Astrophysical Journal*. T. 874, n° 2, p. 145. Disp. à l'adr. DOI : 10.3847/1538-4357/ab0d24.

NICOD, Jean, 2000. Sources et hydrosystèmes karstiques des régions arides et semi-arides. Essai géographique. *Karstologia : revue de karstologie et de spéléologie physique*. T. 35, nº 1, p. 47-58. Disp. à l'adr. DOI : 10.3406/karst.2000.2458.

NICOLLE, Pierre ; ANDRÉASSIAN, Vazken ; ROYER-GASPARD, Paul ; PERRIN, Charles ; THIREL, Guillaume ; CORON, Laurent ; SANTOS, Léonard, 2021. Technical Note – RAT : a Robustness Assessment Test for calibrated and uncalibrated hydrological models. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/hess-2021-147. under review.

NICOLLE, Pierre ; BESSON, François ; DELAIGUE, Olivier ; ETCHEVERS, Pierre ; FRANÇOIS, Didier ; LAY, Matthieu Le ; PERRIN, Charles ; ROUSSET, Fabienne ; THIÉRY, Dominique ; TILMANT, François ; MAGAND, Claire ; LEURENT, Timothée ; JACOB, Élise, 2020. PREMHYCE : An operational tool for low-flow forecasting. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*. T. 383, p. 381-389. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/piahs-383-381-2020.

NIE, Wanshu ; ZAITCHIK, Benjamin F. ; RODELL, Matthew ; KUMAR, Sujay V. ; ARSENAULT, Kristi R. ; LI, Bailing ; GETIRANA, Augusto, 2019. Assimilating GRACE Into a Land Surface Model in the Presence of an Irrigation-Induced Groundwater Trend. *Water Resources Research*. T. 55, nº 12, p. 11274-11294. Disp. à l'adr. DOI : 10.1029/2019wr025363.

O'CONNELL, P. E., 1991. A Historical Perspective. In : *Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems*. Sous la dir. de BOWLES, David S. ; O'CONNELL, P. Enda. Dordrecht : Springer Netherlands, p. 3-30. ISBN 978-94-011-3480-4. Disp. à l'adr. DOI : 10.1007/978-94-011-3480-4_1.

OLDEKOP, Evald, 1911. *Evaporation from the surface of river basins (Испареніе съ поверхности речныхъ бассейновъ)*. Tartu, Estonie. Aussi disponible à l'adresse : http://hydrologie.org/BIB/Oldekop/1911-Oldekop.pdf. Mémoire d'études. Université de Tartu-Jurjew-Dorpat.

OPIE, Simon ; TAYLOR, Richard G. ; BRIERLEY, Chris M. ; SHAMSUDDUHA, Mohammad ; CUTHBERT, Mark O., 2020. Climate–groundwater dynamics inferred from GRACE and the role of hydraulic memory. *Earth System Dynamics*. T. 11, nº 3, p. 775-791. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/esd-11-775-2020.

ORTH, René ; STAUDINGER, Maria ; SENEVIRATNE, Sonia I. ; SEIBERT, Jan ; ZAPPA, Massimiliano, 2015. Does model performance improve with complexity ? A case study with three hydrological models. *Journal of Hydrology*. T. 523, p. 147-159. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2015.01.044.

OTIENO, Hesbon ; YANG, Jiaxin ; LIU, Weiwen ; HAN, Dawei, 2014. Influence of Rain Gauge Density on Interpolation Method Selection. *Journal of Hydrologic Engineering*. T. 19, nº 11, p. 04014024. Disp. à l'adr. DOI : 10.1061/(asce)he.1943-5584.0000964.

OUDIN, Ludovic ; HERVIEU, Frédéric ; MICHEL, Claude ; PERRIN, Charles ; ANDRÉASSIAN, Vazken ; ANCTIL, François ; LOUMAGNE, Cécile, 2005. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model ? *Journal of Hydrology*. T. 303, nº 1-4, p. 290-306. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2004.08.026.

PARENT-DU-CHÂTELET, Jacques, 2003. Aramis, le réseau français de radars pour la surveillance des précipitations. *La Météorologie*. T. 8, nº 40, p. 44. Disp. à l'adr. DOI : 10.4267/2042/36263.

PEARSON, Karl, 1895. Note on regression and inheritance in the case of two parents. *Proceedings of the Royal Society of London*. T. 58, nº 347-352, p. 240-242. Disp. à l'adr. DOI : 10.1098/rspl.1895.0041.

PELLETIER, Antoine ; ANDRÉASSIAN, Vazken, 2020a. Caractérisation de la mémoire des bassins versants par approche croisée entre piézométrie et séparation d'hydrogramme. *La Houille Blanche*. T. 106, nº 3, p. 30-37. Disp. à l'adr. DOI : 10.1051/lhb/2020032.

PELLETIER, Antoine ; ANDRÉASSIAN, Vazken, 2020b. From aquifers' and rivers' memory to a better low-flow forecasting model. In : EGU (éd.). *European Geosciences Union General Assembly*. Disp. à l'adr. DOI : https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-5701.

PELLETIER, Antoine ; ANDRÉASSIAN, Vazken, 2020c. Hydrograph separation : an impartial parametrisation for an imperfect method. *Hydrology and Earth System Sciences*. T. 24, nº 3, p. 1171-1187. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/hess-24-1171-2020.

PELLETIER, Antoine ; ANDRÉASSIAN, Vazken, 2021. An underground view of surface hydrology : what can piezometers tell us about river floods and droughts ? *Hydrological Sciences Journal*. under review.

PELLETIER, Jon D. ; TURCOTTE, Donald L., 1997. Long-range persistence in climatological and hydrological time series : analysis, modeling and application to drought hazard assessment. *Journal of Hydrology*. T. 203, nº 1-4, p. 198-208. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/s0022-1694(97)00102-9.

PERRIN, Charles, 2000. *Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative*. Grenoble, France. Aussi disponible à l'adresse : http://www.theses.fr/2000INPG0105. Thèse de doctorat. Institut national polytechnique de Grenoble.

PETIT, Vincent ; HANOT, Franck ; POINTET, Thierry, 2003. *Référentiel hydrogéologique BD RHF. Guide méthodologique de découpage des entités*. Orléans, France. Rapport, RP-52261-FR. Bureau de recherches géologiques et minières. Aussi disponible à l'adresse : http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-52261-FR.pdf.

PHILANDER, Samuel G., 1983. El Niño Southern Oscillation phenomena. *Nature*. T. 302, nº 5906, p. 295-301. Disp. à l'adr. DOI : 10.1038/302295a0.

PIAZZI, Gaia ; THIREL, Guillaume ; PERRIN, Charles ; DELAIGUE, Olivier, 2021. Sequential Data Assimilation for Streamflow Forecasting : Assessing the Sensitivity to Uncertainties and Updated Variables of a Conceptual Hydrological Model at Basin Scale. *Water Resources Research*. T. 57, nº 4. Disp. à l'adr. DOI : 10.1029/2020wr028390.

POINTET, Thierry ; AMRAOUI, Nadia ; GOLAZ, Catherine ; MARDHEL, Vincent ; NEGREL, Philippe ; PENNEQUIN, Didier ; PINAULT, Jean-Louis, 2003. La contribution des eaux souterraines aux crues exceptionnelles de la Somme en 2001 Observations, hypothèses, modélisation. *La Houille Blanche*. T. 89, nº 6, p. 112-122. Disp. à l'adr. DOI : 10.1051/lhb/2003120.

POLEMIO, Maurizio ; CASARANO, Domenico, 2008. Climate change, drought and groundwater availability in southern Italy. *Geological Society, London, Special Publications*. T. 288, nº 1, p. 39-51. Disp. à l'adr. DOI : 10.1144/sp288.4.

POLUKHIN, Anton, 2020. *Développement d'applications en C++ avec la bibliothèque Boost — Разработка приложений на C++ с использованием Boost*. DMK-Press — ДМК-Пресс. ISBN 978-5-97060-868-5.

PONCELET, Carine, 2016. *Modélisation hydrologique en contexte non jaugé : développements méthodologiques et conceptualisation*. Paris. Thèse de doct. Université Pierre et Marie Curie.

PUSHPALATHA, Raji, 2013. *Low-flow simulation and forecasting on French river basins : a hydrological modelling approach*. Paris, France. Aussi disponible à l'adresse : http://theses.fr/2013AGPT0012. Thèse de doctorat. Agro ParisTech.

PUSHPALATHA, Raji ; PERRIN, Charles ; MOINE, Nicolas Le ; MATHEVET, Thibault ; ANDRÉASSIAN, Vazken, 2011. A downward structural sensitivity analysis of hydrological models to improve low-flow simulation. *Journal of Hydrology*. T. 411, nº 1-2, p. 66-76. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2011.09.034.

RAMOS, Maria-Helena, 2018. *Qualité et valeurs des prévisions hydrologiques d'ensemble*. Paris. Aussi disponible à l'adresse : https://hal.inrae.fr/tel-02608754. Mémoire d'habilitation à diriger les recherches. Sorbonne Université.

RAO, Adiseshappa Ramachandra ; BHATTACHARYA, Debashis, 1999. Hypothesis testing for long-term memory in hydrologic series. *Journal of Hydrology*. T. 216, nº 3-4, p. 183-196. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/s0022-1694(99)00005-0.

REBOLHO, Cédric, 2018. *Modélisation conceptuelle de l'aléa inondation à l'échelle du bassin versant*. Paris. Aussi disponible à l'adresse : http://theses.fr/2018AGPT0011. Thèse de doctorat. Agro ParisTech.

RIBOUST, Philippe ; THIREL, Guillaume ; MOINE, Nicolas Le ; RIBSTEIN, Pierre, 2018. Revisiting a Simple Degree-Day Model for Integrating Satellite Data : Implementation of Swe-Sca Hystereses. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. T. 67, nº 1, p. 70-81. Disp. à l'adr. DOI : 10.2478/johh-2018-0004.

RICCI, Sophie ; PIACENTINI, Andrea ; THUAL, Olivier ; PAPE, Etienne Le ; JONVILLE, G., 2011. Correction of upstream flow and hydraulic state with data assimilation in the context of flood forecasting. *Hydrology and Earth System Sciences*. T. 15, nº 11, p. 3555-3575. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/hess-15-3555-2011.

RISBEY, James S. ; ENTEKHABI, Dara, 1996. Observed Sacramento Basin streamflow response to precipitation and temperature changes and its relevance to climate impact studies. *Journal of Hydrology*. T. 184, nº 3-4, p. 209-223. ISSN 00221694. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/0022-1694(95)02984-2.

ROBERTS, G., 1987. Nitrogen inputs and outputs in a small agricultural catchment in the eastern part of the United Kingdom. *Soil Use and Management*. T. 3, nº 4, p. 148-154. Disp. à l'adr. DOI : 10.1111/j.1475-2743.1987.tb00725.x.

ROBSON, Alice ; BEVEN, Keith ; NEAL, Colin, 1992. Towards identifying sources of subsurface flow : A comparison of components identified by a physically based runoff model and those determined by chemical mixing techniques. *Hydrological Processes*. T. 6, nº 2, p. 199-214. Disp. à l'adr. DOI : 10.1002/hyp.3360060208.

ROCHE, Marcel, 1963. *Hydrologie de surface*. Office de la recherche scientifique et technique outre-mer.

ROCHE, Marcel, 1971. Les divers types de modèles déterministes. *La Houille Blanche*. T. 57, nº 2, p. 111-130. Disp. à l'adr. DOI : 10.1051/lhb/1971008.

ROCHE, Pierre-Alain, 2012. *Hydrologie quantitative : Processus, modèles et aide à la décision*. Paris New York : Springer. ISBN 978-2-8178-0105-6.

ROUX, Jean-Claude, 2006. *Aquifères & eaux souterraines en France*. Orléans : BRGM. ISBN 978-2715909809.

ROYER-GASPARD, Paul, 2021. *De la robustesse des modèles hydrologiques face à des conditions climatiques variables*. Thèse de doctorat. Sorbonne Université.

SANTOS, Léonard ; THIREL, Guillaume ; PERRIN, Charles, 2018. Technical note : Pitfalls in using log-transformed flows within the KGE criterion. *Hydrology and Earth System Sciences*. T. 22, nº 8, p. 4583-4591. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/hess-22-4583-2018.

SAVENIJE, Hubert H. G., 2009. HESS Opinions : "The art of hydrology". *Hydrology and Earth System Sciences*. T. 13, nº 2, p. 157-161. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/hess-13-157-2009.

SHI, Yuning ; DAVIS, Kenneth J. ; DUFFY, Christopher J. ; YU, Xuan, 2013. Development of a Coupled Land Surface Hydrologic Model and Evaluation at a Critical Zone Observatory. *Journal of Hydrometeorology*. T. 14, nº 5, p. 1401-1420. Disp. à l'adr. DOI : 10.1175/jhm-d-12-0145.1.

ŚLIWIŃSKA, Justyna ; BIRYLO, Monika ; RZEPECKA, Zofia ; NASTULA, Jolanta, 2019. Analysis of Groundwater and Total Water Storage Changes in Poland Using GRACE Observations, Insitu Data, and Various Assimilation and Climate Models. *Remote Sensing*. T. 11, nº 24, p. 2949. Disp. à l'adr. DOI : 10.3390/rs11242949.

SOULSBY, Christopher ; TETZLAFF, Dörthe ; RODGERS, Paul ; DUNN, Sarah ; WALDRON, Susan, 2006. Runoff processes, stream water residence times and controlling landscape characteristics in a mesoscale catchment : An initial evaluation. *Journal of Hydrology*. T. 325, nº 1-4, p. 197-221. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2005.10.024.

SPERNA WEILAND, Frederiek C. ; TISSEUIL, Clément ; DÜRR, Hans H. ; VRAC, Mathieu ; VAN BEEK, Rens, 2012. Selecting the optimal method to calculate daily global reference potential evaporation from CFSR reanalysis data for application in a hydrological model study. *Hydrology and Earth System Sciences*. T. 16, nº 3, p. 983-1000. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/hess-16-983-2012.

SPRENGER, Matthias ; STUMPP, Christine ; WEILER, Markus ; AESCHBACH, Werner ; ALLEN, Scott T. ; BENETTIN, Paolo ; DUBBERT, Maren ; HARTMANN, Andreas ; HRACHOWITZ, Markus ; KIRCHNER, James W. ; MCDONNELL, Jeffrey J. ; ORLOWSKI, Natalie ; PENNA, Daniele ; PFAHL, Stephan ; RINDERER, Michael ; RODRIGUEZ, Nicolas ; SCHMIDT, Maximilian ; WERNER, Christiane, 2019. The Demographics of Water : A Review of Water Ages in the Critical Zone. *Reviews of Geophysics*. T. 57, nº 3, p. 800-834. Disp. à l'adr. DOI : 10.1029/2018rg000633.

SWENSON, Sean ; YEH, Pat J.-F. ; WAHR, John ; FAMIGLIETTI, James, 2006. A comparison of terrestrial water storage variations from GRACE with in situ measurements from Illinois. *Geophysical Research Letters*. T. 33, nº 16. Disp. à l'adr. DOI : 10.1029/2006GL026962.

SYED, Tajdarul H. ; FAMIGLIETTI, James S. ; RODELL, Matthew ; CHEN, Jianli ; WILSON, Clark R., 2008. Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS. *Water Resources Research*. T. 44, nº 2. Disp. à l'adr. DOI : 10.1029/2006WR005779.

SZÉLES, Borbala ; PARAJKA, Juraj ; HOGAN, Patrick ; SILASARI, Rasmiaditya ; PAVLIN, Lovrenc ; STRAUSS, Peter ; BLÖSCHL, Günter, 2020. The Added Value of Different Data Types for Calibrating and Testing a Hydrologic Model in a Small Catchment. *Water Resources Research*. T. 56, nº 10. Disp. à l'adr. DOI : 10.1029/2019wr026153.

SZOLGAYOVA, Elena ; LAAHA, Gregor ; BLÖSCHL, Günter ; BUCHER, Christian, 2013. Factors influencing long range dependence in streamflow of European rivers. *Hydrological Processes*. T. 28, nº 4, p. 1573-1586. Disp. à l'adr. DOI : 10.1002/hyp.9694.

TABARY, Pierre, 2007. The New French Operational Radar Rainfall Product. Part I : Methodology. *Weather and Forecasting*. T. 22, nº 3, p. 393-408. Disp. à l'adr. DOI : 10.1175/waf1004.1.

TAGUE, Christina ; GRANT, Gordon E., 2009. Groundwater dynamics mediate low-flow response to global warming in snow-dominated alpine regions. *Water Resources Research*. T. 45, nº 7. Disp. à l'adr. DOI : 10.1029/2008wr007179.

TANGARA, Mamoutou, 2005. *Nouvelle méthode de prévision de crue utilisant un modèle pluie-débit global*. Paris. Aussi disponible à l'adresse : http://theses.fr/2005EPHEA002. Thèse de doctorat. École pratique des hautes études.

TANGDAMRONGSUB, Natthachet ; STEELE-DUNNE, Susan C. ; GUNTER, Brian C. ; DITMAR, Pavel G. ; WEERTS, Albrecht H., 2015. Data assimilation of GRACE terrestrial water storage estimates into a regional hydrological model of the Rhine River basin. *Hydrology and Earth System Sciences*. T. 19, nº 4, p. 2079-2100. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/hess-19-2079-2015.

TAPPE, Wolfgang ; GROENEWEG, Joost ; JANTSCH, Barbara, 2002. *Biodegradation*. T. 13, nº 1, p. 3-10. Disp. à l'adr. DOI : 10.1023/a:1016325527709.

TAREK, Mostafa ; BRISSETTE, François P. ; ARSENAULT, Richard, 2020. Evaluation of the ERA5 reanalysis as a potential reference dataset for hydrological modelling over North America. *Hydrology and Earth System Sciences*. T. 24, nº 5, p. 2527-2544. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/hess-24-2527-2020.

THIÉRY, Dominique, 1988. Forecast of changes in piezometric levels by a lumped hydrological model. *Journal of Hydrology*. T. 97, nº 1-2, p. 129-148. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/0022-1694(88)90070-4.

THIREL, Guillaume, 2009. *Amélioration des prévisions d'ensemble des débits sur la France de Safran–Isba–Modcou*. Aussi disponible à l'adresse : http://theses.fr/2009TOU30281. Thèse de doctorat. Université Toulouse III – Paul Sabatier.

TILMANT, François ; NICOLLE, Pierre ; BOURGIN, François ; BESSON, François ; DELAIGUE, Olivier ; ETCHEVERS, Pierre ; FRANÇOIS, Didier ; LAY, Matthieu Le ; PERRIN, Charles ; ROUSSET, Fabienne ; THIÉRY, Dominique ; MAGAND, Claire ; LEURENT, Timothée ; JACOB, Élise, 2020. PREMHYCE : un outil opérationnel pour la prévision des étiages. *La Houille Blanche*. T. 106, nº 5, p. 37-44. Disp. à l'adr. DOI : 10.1051/lhb/2020043.

TOBIN, Benjamin W. ; SCHWARTZ, Benjamin F., 2020. Quantifying the role of karstic groundwater in a snowmelt-dominated hydrologic system. *Hydrological Processes*. T. 34, nº 16, p. 3439-3447. Disp. à l'adr. DOI : 10.1002/hyp.13833.

TOMASELLA, Javier ; HODNETT, Martin G. ; CUARTAS, Luz Adriana ; NOBRE, Antonio D. ; WATERLOO, Maarten J. ; OLIVEIRA, Sylvia M., 2008. The water balance of an Amazonian micro-catchment : the effect of interannual variability of rainfall on hydrological behaviour. *Hydrological Processes*. T. 22, nº 13, p. 2133-2147. Disp. à l'adr. DOI : 10.1002/hyp.6813.

TURC, Lucien, 1953. *Le Bilan d'eau des sols : relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement*. Paris. Thèse de doctorat. Institut national de la recherche agronomique.

VALÉRY, Audrey ; ANDRÉASSIAN, Vazken ; PERRIN, Charles, 2014a. 'As simple as possible but not simpler' : What is useful in a temperature-based snow-accounting routine ? Part 1 – Comparison of six snow accounting routines on 380 catchments. *Journal of Hydrology*. T. 517, p. 1166-1175. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2014.04.059.

VALÉRY, Audrey ; ANDRÉASSIAN, Vazken ; PERRIN, Charles, 2014b. 'As simple as possible but not simpler' : What is useful in a temperature-based snow-accounting routine ? Part 2 – Sensitivity analysis of the Cemaneige snow accounting routine on 380 catchments. *Journal of Hydrology*. T. 517, p. 1176-1187. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2014.04.058.

VAN LOON, Anne F., 2015. Hydrological drought explained. *WIREs Water*. T. 2, nº 4, p. 359-392. Disp. à l'adr. DOI : 10.1002/wat2.1085.

VERNOUX, Jean-François ; WUILLEUMIER, Arnaud ; DÖRFLIGER, Nathalie, 2007. *Délimitation des bassins d'alimentation des captages et de leur vulnérabilité vis-à-vis des pollutions diffuses*. Guide méthodologique, RP-55874-FR. Bureau de recherches géologiques et minières.

VERZELEN, Nicolas ; GASSIAT, Elisabeth, 2018. Adaptive estimation of high-dimensional signal-to-noise ratios. *Bernoulli*. T. 24, nº 4B. Disp. à l'adr. DOI : 10.3150/17-bej975.

VIDAL, Jean-Philippe ; MARTIN, Eric ; FRANCHISTÉGUY, Laurent ; BAILLON, Martine ; SOUBEYROUX, Jean-Michel, 2009. A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology*. T. 30, nº 11, p. 1627-1644. Disp. à l'adr. DOI : 10.1002/joc.2003.

VOGEL, Richard M. ; TSAI, Yushiou ; LIMBRUNNER, James F., 1998. The regional persistence and variability of annual streamflow in the United States. *Water Resources Research*. T. 34, nº 12, p. 3445-3459. Disp. à l'adr. DOI : 10.1029/98wr02523.

WANG, Wen ; VRIJLING, J.K. ; VAN GELDER, Pieter H.A.J.M. ; MA, Jun, 2006. Testing for nonlinearity of streamflow processes at different timescales. *Journal of Hydrology*. T. 322, nº 1-4, p. 247-268. ISSN 00221694. Disp. à l'adr. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2005.02.045.

WEDGBROW, Cara S. ; WILBY, Robert L. ; FOX, Howard R. ; O'HARE, Gregory, 2002. Prospects for seasonal forecasting of summer drought and low river flow anomalies in England and Wales. *International Journal of Climatology*. T. 22, nº 2, p. 219-236. Disp. à l'adr. DOI : 10.1002/joc.735.

WIKIMEDIA FOUNDATION, Inc., 2021. *Échelle des temps géologiques* [Encyclopédie en ligne Wikipédia]. Aussi disponible à l'adresse : https://fr.wikipedia.org/wiki/Mod%C3%A8le:%C3%89chelle_des_temps_g%C3%A9ologiques.

YANG, Daqing ; GOODISON, Barry E. ; METCALFE, John R. ; GOLUBEV, Valentin S. ; ELOMAA, Esko ; GUNTHER, Thilo ; BATES, Roy ; PANGBURN, Timothy ; HANSON, Clayton L. ; EMERSON, Douglas ; COPACIU, Voilete ; MILKOVIC, Janja, 1995. Accuracy of tretyakov precipitation gauge : Result of wmo intercomparison. *Hydrological Processes*. T. 9, nº 8, p. 877-895. Disp. à l'adr. DOI : 10.1002/hyp.3360090805.

ZHANG, Donghua ; MADSEN, Henrik ; RIDLER, Marc E. ; KIDMOSE, Jacob ; JENSEN, Karsten H. ; REFSGAARD, Jens C., 2016. Multivariate hydrological data assimilation of soil moisture and groundwater head. *Hydrology and Earth System Sciences*. T. 20, nº 10, p. 4341-4357. Disp. à l'adr. DOI : 10.5194/hess-20-4341-2016.

ZHAO, Yinjun ; XIE, Qiongying ; LU, Yuan ; HU, Baoqing, 2017. Hydrologic Evaluation of TRMM Multisatellite Precipitation Analysis for Nanliu River Basin in Humid Southwestern China. *Scientific Reports*. T. 7, nº 1. Disp. à l'adr. DOI : 10.1038/s41598-017-02704-1.

Table des matières

Remerciements **I**

Résumé **V**

Abstract **VII**

Introduction générale **IX**

Sommaire **1**

I Contexte du travail **3**

1 Positionnement scientifique **5**
1.1 Généralités sur la modélisation pluie-débit . . . 5
1.1.1 L'objet d'étude : le bassin versant jaugé . . . 5
1.1.2 Deux objectifs distincts : prévision et simulation . . . 7
1.1.3 La conception d'un modèle hydrologique : réductionnisme contre holisme . . 7
1.1.4 Paramétrisation et stationnarité . . . 10
1.1.5 Structure générale d'un modèle hydrologique . . . 11
1.1.6 Généricité, simplicité et parcimonie . . . 13
1.2 L'exercice de modélisation . . . 13
1.2.1 Les données nécessaires . . . 13
1.2.2 L'étape de calage . . . 15
1.2.3 L'étape d'initialisation . . . 16
1.2.4 Simulation et prévision . . . 17
1.2.5 La prévision d'ensemble . . . 17
1.2.6 Évaluer les modèles hydrologiques : le *split-sample test* . . . 18
1.3 La mémoire des bassins versants . . . 19
1.3.1 Éléments de définition : persistance contre mémoire . . . 19
1.3.2 Un exemple sur trois bassins . . . 20
1.3.3 Lien avec les processus hydrologiques . . . 22
1.3.4 Importance en modélisation hydrologique . . . 23
1.4 Le rôle des eaux souterraines dans l'hydrologie de surface . . . 24
1.4.1 Généralités sur l'eau dans le sol et le sous-sol . . . 24
1.4.2 Les différents types d'aquifères . . . 26
1.4.3 Nature de l'échange nappe–rivière . . . 26
1.4.4 Le rôle des aquifères lors des événements hydrologiques . . . 28
1.5 Représenter les aquifères dans un modèle de surface . . . 29
1.5.1 L'aquifère : un objet spatial à conceptualiser . . . 29
1.5.2 Différences entre modélisations hydrologique et hydrogéologique . . . 31
1.5.3 L'aquifère fait-il partie du bassin versant ? . . . 31

1.5.4 La surveillance d'un aquifère : les données piézométriques 32
1.5.5 Intégrer des données piézométriques dans un modèle de surface 34
1.6 Synthèse et objectifs de la thèse 35

2 Sélection et constitution de la base de données 37
2.1 Contexte hydrogéologique de la France métropolitaine 37
2.1.1 Les grandes régions hydrogéologiques 38
2.1.2 Le centre du bassin parisien : les formations cénozoïques 39
2.1.3 La craie du bassin parisien 41
2.1.4 Le Cénomanien et le Crétacé inférieur dans le bassin parisien 44
2.1.5 Le Malm dans le bassin parisien 45
2.1.6 Le Massif armoricain et ses bordures 46
2.1.7 L'est du bassin parisien, l'Ardenne, la Lorraine et l'Alsace 48
2.1.8 Le bassin aquitain 49
2.1.9 Le Massif central et ses bordures occidentales et septentrionales 51
2.1.10 Le seuil de Bourgogne, le fossé bressan et le Jura 53
2.1.11 Le couloir rhodanien, les Alpes et la côte méditerranéenne 54
2.2 Les sources de données 55
2.2.1 Les données hydroclimatiques : la base HydroSafran 55
2.2.2 Les données piézométriques : la banque ADES 55
2.2.3 Le référentiel hydrogéologique national BDLISA 56
2.3 Sélection d'un premier échantillon large 58
2.4 Sélection d'un second échantillon restreint 59
2.4.1 Une première sélection de stations et de piézomètres 59
2.4.2 La production de fiches pour l'examen individuel des bassins 59
2.4.3 L'échantillon final 63

II Étude de la mémoire des bassins versants 65

3 Mémoire des débits et séparation d'hydrogramme 67
3.1 Introduction 67
3.2 Article sur la séparation d'hydrogramme 68
3.3 Conclusion 86

4 Mémoire des débits et de la piézométrie 87
4.1 Introduction 87
4.2 Une première étude de corrélations statistiques annuelles 88
4.3 Des statistiques annuelles à un modèle explicite de mémoire 101
4.4 Article de *La Houille Blanche* 101
4.5 Analyse sur l'ensemble de l'échantillon 110
4.5.1 Introduction 110
4.5.2 Méthode 110
4.5.3 Résultats 111
4.6 Conclusion 113

III Incorporation de données piézométriques dans la modélisation pluie-débit 115

5 Adaptation du modèle GR6J 117
5.1 Introduction 117

5.1.1 Présentation succincte de la suite de modèles GR . . . 117
5.1.2 Objectifs de l'étude . . . 118
5.2 Article soumis à *Hydrology and Earth System Sciences* . . . 119
5.3 Conclusion . . . 156
5.3.1 Synthèse de l'étude . . . 156
5.3.2 Quelques perspectives d'évolution du modèle . . . 156

6 Assimilation de données piézométriques 159
6.1 Introduction . . . 159
6.1.1 L'assimilation de données en modélisation hydrologique . . . 159
6.1.2 Les procédés usuels d'assimilation de données . . . 160
6.1.3 Objectifs du chapitre . . . 161
6.2 Matériel et méthodes . . . 162
6.2.1 Échantillon de bassins versants . . . 162
6.2.2 Techniques d'assimilation de données . . . 162
6.2.3 Calage du modèle . . . 163
6.2.4 Production des prévisions . . . 163
6.2.5 Critères d'évaluation . . . 164
6.3 Résultats . . . 164
6.3.1 Résultats pour la prévision à moyenne échéance . . . 164
6.3.2 Résultats pour la prévision à longue échéance . . . 166
6.3.3 Rejeu de deux événements . . . 169
6.4 Discussion . . . 171
6.5 Conclusion . . . 172

Conclusion générale 175

Références bibliographiques 179

Table des matières 193

Table des figures 198

Liste des tableaux 200

Annexes 201

A Les équations du modèle GRZJ et leur adaptation 205
A.1 Structure générale du modèle . . . 205
A.2 Fonctionnement détaillé . . . 205
A.2.1 Fonction de production . . . 205
A.2.2 Les hydrogrammes unitaires . . . 207
A.2.3 Réservoirs de routage . . . 208
A.2.4 Calcul du niveau piézométrique . . . 209
A.3 Adaptation des équations pour l'assimilation de données . . . 209
A.3.1 Relations états–sorties explicites . . . 209
A.3.2 Notations pour l'assimilation . . . 210
A.3.3 Assimilation de la piézométrie seule . . . 211
A.3.4 Assimilation conjointe du débit et de la piézométrie . . . 211
A.3.5 Assimilation du débit seul . . . 212
A.3.6 Assimilation conjointe linéarisée du débit et de la piézométrie . . . 212

A.3.7 Assimilation linéarisée du débit seul 213

B Échelle des temps géologiques **215**

C GRcpp : une bibliothèque C++ **219**
C.1 Compilation et utilisation de la bibliothèque 219
C.2 Le cœur de la bibliothèque : les modèles hydrologiques 220
C.3 Le calcul des critères de performances 221
C.4 L'assimilation de données 221
C.5 L'exécutable de test 222

Table des figures

1.1 Le bassin versant de la Vandenesse à Crugey (21) 6
1.2 Exemples de discrétisation du bassin de l'Ouche à Trouhans (21) 9
1.3 Non-stationnarité du bassin de l'Aube suite à la mise en service des lacs-réservoirs . 11
1.4 Identification des fonctions de production et de routage dans deux structures de modèles hydrologiques 12
1.5 Principe de la prévision d'ensemble 18
1.6 Carte de situation des trois bassins pris en exemples 20
1.7 Exemple de mémoire sur trois bassins versants 21
1.8 Illustration des concepts de nappe libre, nappe captive et charge hydraulique. 25
1.9 Les différents types d'échanges nappe–rivière 27
1.9 Les différents types d'échanges nappe–rivière 28
1.10 Différences entre bassin versant topographique et limites de l'aquifère sous-jacent dans le bassin de la Somme 30
1.11 Log géologique du piézomètre de Pihen-lès-Guînes (62) 33
1.12 Exemple de chronique piézométrique 33

2.1 Les grandes régions hydrogéologiques de France métropolitaine par type 38
2.2 Carte des formations cénozoïques aquifères du bassin parisien 40
2.3 Carte de la nappe de la craie séno-turonienne du bassin parisien 42
2.4 Cartes des formations du Cénomanien et du Crétacé inférieur dans le bassin parisien 45
2.5 Carte des affleurements des formations du Malm dans le bassin parisien 46
2.6 Carte du socle du Massif armoricain et des formations aquifères sédimentaires de ses bordures 47
2.7 Carte des aquifères de l'est du bassin parisien, des Vosges et d'Alsace 48
2.8 Carte des formations aquifères du bassin aquitain 50
2.9 Carte des formations aquifères du Massif central et de ses bordures 52
2.10 Carte des formations aquifères de Bourgogne et du Jura 53
2.11 Carte des aquifères du couloir rhodanien, du piémont alpin et de la côte méditerranéenne 54
2.12 Carte de l'échantillon large de 1 664 bassins 58
2.13 Fiche cartographique de la Mue à Reviers (14) 60
2.14 Fiche cartographique du Nohain à Saint-Martin-sur-Nohain (58) 60
2.15 Fiche de chroniques de la Mue à Reviers (14) 61
2.16 Fiche de chroniques du Nohain à Saint-Martin-sur-Nohain (58) 62
2.17 Carte de l'échantillon restreint de 107 bassins versants 63

4.1 Carte des valeurs obtenues de l'indicateur de longueur de mémoire 111
4.2 Relations entre les valeurs obtenues de l'indicateur de longueur de mémoire 112
4.3 Relations entre les valeurs obtenues de l'indicateur de longueur de mémoire et le baseflow index calculé au chapitre 3 112

5.1 Structures de trois modèles de la suite GR 118

6.1 Distributions des valeurs du critère de Nash-Sutcliffe pour la prévision à moyenne échéance . . . 165
6.2 Distributions des valeurs du critère de corrélation des incréments de débits pour la prévision à moyenne échéance . . . 166
6.3 Distributions des valeurs du critère de Nash-Sutcliffe calculé sur la racine des débits pour la prévision à longue échéance . . . 167
6.4 Distributions des valeurs du critère de Nash-Sutcliffe calculé sur l'inverse de la racine des débits pour la prévision à longue échéance . . . 168
6.5 Distributions des valeurs du critère de corrélation des écarts de débits pour la prévision à longue échéance . . . 169
6.6 Rejeu de la sécheresse de l'été 1991 sur le bassin de l'Avre à Moreuil (80) . . . 170
6.7 Rejeu de la sécheresse de l'été 1991 sur le bassin de l'Essonne à Guigneville-sur-Essonne (91) . . . 170

A.1 Structure du modèle GRZJ . . . 206

Liste des tableaux

2.1 Exemple de log hydrogéologique issu de la BDLISA, généré au droit du bâtiment Condorcet d'INRAE Antony, au centre du bassin parisien. 57
2.2 Caractéristiques géomorphologiques des 107 bassins de l'échantillon restreint 64
2.3 Caractéristiques hydrologiques des 107 bassins de l'échantillon restreint 64

B.1 Échelle des temps géologiques pour l'éon Phanérozoïque 215

C.1 Liste des classes de la bibliothèque `GRcpp` 220

Annexes

Annexe A

Les équations du modèle GRZJ et leur adaptation pour l'assimilation de données

La famille de modèles GR est présentée au chapitre 5. Cette annexe donne les équations qui régissent le fonctionnement du modèle GRZJ — version du modèle GR6J adaptée à la simulation de niveaux piézométriques — et présente leur adaptation pour les différents procédés d'assimilation de données utilisés au chapitre 6.

A.1 Structure générale du modèle

La structure du modèle GR6J est composée de trois réservoirs conceptuels — le réservoir de production, le réservoir de routage et le réservoir exponentiel — qui interagissent entre eux au moyen de flux, décrits par 14 variables. Elle compte deux hydrogrammes unitaires de formes différentes, l'un asymétrique et l'autre symétrique. Elle est alimentée par deux entrées au pas de temps journalier — les précipitations P et l'évaporation potentielle E — et possède deux sorties : le débit Q et l'anomalie de niveau piézométrique δ_z. Elle peut être divisée en deux parties : la fonction de production, qui comprend notamment le réservoir de production et une fonction de routage, qui contient les deux autres réservoirs.

Le fonctionnement du modèle est régi par 8 paramètres, notés X_1 à X_8, dont la valeur doit être calée pour chaque bassin versant. Le principe de la procédure de calage et les critères à utiliser sont discutés dans le chapitre 5.

A.2 Fonctionnement détaillé

A.2.1 Fonction de production

La fonction de production est principalement composée du réservoir de production, dont la capacité X_1 est le premier paramètre du modèle. Les entrées, P et E, passent par une *neutralisation* pour calculer la pluie nette P_n et l'évaporation nette E_n :

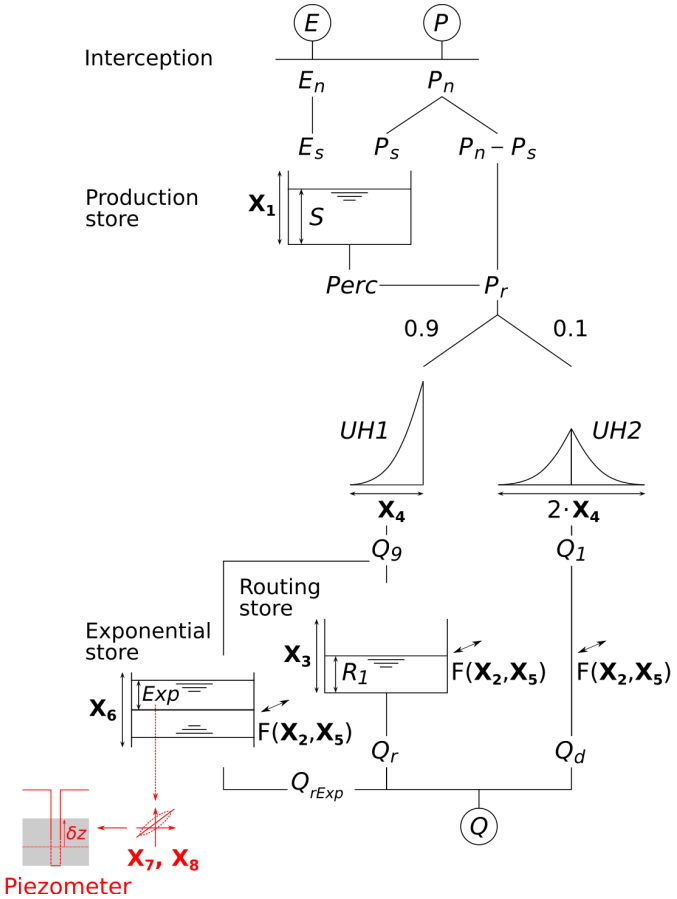


FIGURE A.1 – Structure du modèle GRZJ, version adaptée de GR6J pour la simulation du niveau piézométrique présentée au chapitre 5

— Si $P > E$, alors $P_n = P - E$ et $E_n = 0$;
— Sinon, $P_n = 0$ et $E_n = E - P$.

Si P_n est strictement positive, alors une partie P_s alimente le réservoir de production, dont le niveau est noté S et la capacité X_1 :

$$P_s = \frac{X_1 \left(1 - \left(\frac{S}{X_1}\right)^2\right) \tanh\left(\frac{P_n}{X_1}\right)}{1 + \frac{S}{X_1} \tanh\left(\frac{P_n}{X_1}\right)} \; ; \; E_s = 0 \tag{A.1}$$

Sinon, une partie E_s de E_n est prélevée dans le réservoir de production :

$$E_s = \frac{S \left(2 - \frac{S}{X_1}\right) \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S}{X_1}\right) \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)} \; ; \; P_s = 0 \tag{A.2}$$

Le niveau du réservoir de production est ensuite mis à jour par $S = S - E_s + P_s$; une partie $Perc$ de son contenu alimente la fonction de routage par percolation :

$$Perc = S\left(1 - \left(1 + \left(\frac{4S}{9X_1}\right)^4\right)^{-\frac{1}{4}}\right) \tag{A.3}$$

Le niveau du réservoir de production est alors mis à jour par $S = S - Perc$. La lame d'eau P_r qui atteint la fonction de routage est finalement $P_r = Perc + P_n - P_s$, soit la somme de la percolation et du reliquat de pluie nette qui n'a pas alimenté le réservoir de production.

A.2.2 Les hydrogrammes unitaires

P_r est divisée en deux parties : 90 % passent à travers l'hydrogramme asymétrique UH_1 et les 10 % restants, à travers l'hydrogramme symétrique UH_2. Les ordonnées cumulées des hydrogrammes unitaires $SH_1(t)$ et $SH_2(t)$ sont déterminées par le temps de base X_4, soit pour $t \in \mathbb{N}$:

$$SH_1(t) = \begin{cases} 0 & \text{si } t = 0 \\ \left(\frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}} & \text{si } 0 < t < X_4 \\ 1 & \text{si } t \geq X_4 \end{cases} \tag{A.4}$$

$$SH_2(t) = \begin{cases} 0 & \text{si } t = 0 \\ \frac{1}{2}\left(\frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}} & \text{si } 0 < t < X_4 \\ 1 - \frac{1}{2}\left(2 - \frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}} & \text{si } X_4 \leq t < 2X_4 \\ 1 & \text{si } t \geq 2X_4 \end{cases} \tag{A.5}$$

Les ordonnées $UH_1(t)$ et $UH_2(t)$ sont ensuite calculées par différences finies, à partir des ordonnées cumulées :

$$UH_1(t) = SH_1(t) - SH_1(t-1)\ ;\ UH_2(t) = SH_2(t) - SH_2(t-1) \tag{A.6}$$

Enfin, les deux sorties respectives de l'hydrogramme unitaire asymétrique Q_9 et de celui symétrique Q_1 sont calculées via une convolution discrète de P_r avec les ordonnées :

$$Q_9(t) = 0.9 \sum_{k=1}^{\lfloor X_4 \rfloor + 1} UH_1(k) P_r(t - k + 1) \tag{A.7}$$

$$Q_1(t) = 0.1 \sum_{k=1}^{\lfloor 2X_4 \rfloor + 1} UH_2(k) P_r(t - k + 1) \tag{A.8}$$

A.2.3 Réservoirs de routage

Cette partie de la structure du modèle est composée de deux branches : celle des réservoirs — alimentée par Q_9, sortie de l'hydrogramme unitaire asymétrique — et la branche directe — alimentée par Q_1, sortie de l'hydrogramme unitaire symétrique. Dans la branche des réservoirs, Q_9 est partagé entre les deux réservoirs : 60 % vont au réservoir de routage et 40 % au réservoir exponentiel. Un échange potentiel est calculé à partir du niveau du réservoir de routage $Rout$, de sa capacité X_3 et des paramètres d'échange X_2 et X_5 :

$$Exch = X_2 \left(\frac{Rout}{X_3} - X_5 \right) \tag{A.9}$$

Ce flux peut être négatif, nul ou positif. Puisque le réservoir de routage ne peut avoir un niveau $Rout$ négatif, l'échange effectif depuis le réservoir de routage, $AExch_1$, est limité par le niveau de ce dernier, ce qui donne la disjonction suivante :

$$AExch_1 = \begin{cases} Exch & \text{si } Rout + 0.6\ Q_9 + Exch \geq 0 \\ -Rout - 0.6\ Q_9 & \text{sinon} \end{cases} \tag{A.10}$$

Le niveau du réservoir de routage est ensuite mis à jour avec les deux flux :

$$Rout = Rout + Q_9 + AExch_1 \tag{A.11}$$

Et la sortie Q_R de ce réservoir est calculée avec l'équation de vidange :

$$Q_R = Rout \left(1 - \left(1 + \left(\frac{Rout}{X_3} \right)^4 \right)^{-\frac{1}{4}} \right) \tag{A.12}$$

Le niveau du réservoir est finalement mis à jour via $Rout = Rout - Q_R$.

Quant au réservoir exponentiel, c'est un puits sans fond, dont le niveau Exp peut être négatif. Ainsi, la disjonction de cas n'est pas nécessaire et il peut être soumis à l'échange quelle que soit la valeur de celui-ci :

$$Exp = Exp + 0.4\ Q_9 + Exch \tag{A.13}$$

Sa sortie est calculée, en utilisant sa capacité X_6, comme :

$$Q_{Rexp} = X_6 \log \left(1 + \exp \left(\frac{Exp}{X_6} \right) \right) \tag{A.14}$$

Le niveau du réservoir exponentiel peut maintenant être mis à jour via $Exp = Exp - Q_{RExp}$.

La branche directe, alimentée par Q_d, est aussi sujette à l'échange $AExch_2$, avec une disjonction de cas :

$$AExch_2 = \begin{cases} Exch & \text{si } Q_1 + Exch \geq 0 \\ -Q_1 & \text{sinon} \end{cases} \tag{A.15}$$

La sortie de la branche directe Q_d peut maintenant être calculée via $Q_d = Q_1 - AExch_2$. Le débit simulé Q_{sim} est finalement calculé en additionnant les trois sorties :

$$Q_{sim} = Q_R + Q_{Rexp} + Q_d \tag{A.16}$$

A.2.4 Calcul du niveau piézométrique

Le calcul de l'anomalie de niveau piézométrique δ_z se fait à partir du niveau réservoir exponentiel Exp et des deux paramètres X_7 et X_8 :

$$\delta_z = \frac{1}{X_7}\left(\frac{Exp}{X_6} + X_8\right) \tag{A.17}$$

Le niveau piézométrique peut maintenant être calculé en inversant la définition de l'anomalie, avec $\bar{z}$ la moyenne et σ_z l'écart-type du niveau piézométrique :

$$z_{sim} = \sigma_z \delta_{z,sim} + \bar{z} \tag{A.18}$$

A.3 Adaptation des équations pour l'assimilation de données

A.3.1 Relations états–sorties explicites

L'équation A.17 donne déjà une relation explicite entre la sortie δ_z et l'état Exp. Pour le débit, en revanche, c'est plus compliqué : Q_R et Q_{RExp} sont calculés avant que le niveau du réservoir soit mis à jour. Les valeurs des deux états $Rout$ et Exp utilisées pour les calculer sont donc différentes de celles à la fin du pas de temps, que l'on considère pour l'assimilation.

Si $Exp_{avant\ vidange}$ est le niveau du réservoir exponentiel avant vidange et Exp son niveau final, l'équation A.14 se réécrit alors plus clairement :

$$Q_{Rexp} = X_6 \log\left(1 + \exp\left(\frac{Exp_{avant\ vidange}}{X_6}\right)\right) \tag{A.19}$$

Et la relation de mise à jour du réservoir après vidange permet d'écrire :

$$Exp = Exp_{avant\ vidange} - Q_{RExp} \tag{A.20}$$

Ce qui donne, en remplaçant dans l'équation A.19 :

$$Q_{RExp} = X_6 \log\left(1 + \exp\left(\frac{Exp + Q_{RExp}}{X_6}\right)\right) \tag{A.21}$$

On obtient alors la relation explicite suivante :

$$Q_{RExp} = -X_6 \log\left(1 - \exp\left(\frac{Exp}{X_6}\right)\right) \tag{A.22}$$

Pour que cette relation soit définie, il faut que le niveau du réservoir exponentiel en fin de pas de temps soit négatif ou nul. Or, puisqu'elle découle directement du fonctionnement du modèle, elle doit être toujours vérifiée : on a donc $Exp \leq 0$ en fin de pas de temps.

La relation de vidange du réservoir de routage A.12 peut se réécrire de la même façon :

$$Q_R = Rout_{avant\ vidange}\left(1 - \left(1 + \left(\frac{Rout_{avant\ vidange}}{X_3}\right)^4\right)^{-\frac{1}{4}}\right) \tag{A.23}$$

Soit :

$$Q_R = (Rout + Q_R)\left(1 - \left(1 + \left(\frac{Rout + Q_R}{X_3}\right)^4\right)^{-\frac{1}{4}}\right) \tag{A.24}$$

Ce qui se simplifie en :

$$Rout = (Rout + Q_R)\left(1 + \left(\frac{Rout + Q_R}{X_3}\right)^4\right)^{-\frac{1}{4}} \tag{A.25}$$

En réordonnant les termes et en passant l'équation à la puissance 4 — ce qui est possible car toutes les variables sont positives — on obtient finalement la relation explicite suivante :

$$Q_R = Rout\left(\frac{1}{\left(1 - \left(\frac{Rout}{X_3}\right)^4\right)^{\frac{1}{4}}} - 1\right) \tag{A.26}$$

Comme pour le réservoir exponentiel, on vérifie ainsi qu'en fin de pas de temps, on a toujours $0 \leq Rout < X_3$, sinon cette relation n'est pas définie.

A.3.2 Notations pour l'assimilation

On utilise les notations suivantes pour les équations régissant les différents procédés d'assimilation décrits dans cette section :

— y^0 : le vecteur d'observations ;
— x^b : l'ébauche, c'est-à-dire le vecteur des états du modèle avant l'assimilation ;
— x^a : l'analyse, c'est-à-dire le vecteur des états du modèle après assimilation ;
— $\mathcal{H}$: l'opérateur d'observations, qui relie les observations aux états.

L'assimilation complète entreprise dans le chapitre 6 consiste à considérer que la valeur des observations ne souffre pas d'incertitude : on modifie alors la valeur des états pour que ceux-ci collent aux observations, ce qui revient à faire :

$$x^a = \mathcal{H}^{-1}(y^0) \tag{A.27}$$

Les méthodes d'assimilation présentées plus bas diffèrent alors dans leur définition de $\mathcal{H}$ et de y^0, c'est-à-dire le type d'observations assimilées et le niveau d'approximation dans les équations du modèle.

A.3.3 Assimilation de la piézométrie seule

L'assimilation complète de la piézométrie seule se fait au moyen de l'équation A.17 que l'on peut facilement inverser :

$$Exp^a = X_6(X_7\delta_{z,obs} - X_8) \tag{A.28}$$

L'opérateur $\mathcal{H}$ est donc une transformation affine de pente non nulle et son inverse $\mathcal{H}^{-1}$ l'est donc également.

A.3.4 Assimilation conjointe du débit et de la piézométrie

Si l'on considère Q_d fixe, en combinant les équations A.17, A.16, A.22 et A.26, on obtient un système non linéaire de deux équations à deux inconnues :

$$\begin{cases} \delta_{z,obs} = \frac{1}{X_7}\left(\frac{Exp^a}{X_6} + X_8\right) \\ Q_{obs} = Rout^a\left(\left(1-\left(\frac{Rout^a}{X_3}\right)^4\right)^{-\frac{1}{4}} - 1\right) - X_6\log\left(1-\exp\left(\frac{Exp^a}{X_6}\right)\right) + Q_d \end{cases} \tag{A.29}$$

L'assimilation de la piézométrie se fait par l'équation A.28, ce qui permet de réécrire le système, par substitution, avec $r = \frac{Rout^a}{X_3}$:

$$\begin{cases} Exp^a = X_6(X_7\delta_{z,obs} - X_8) \\ X_3 f(r) = Q_{obs} + X_6\log\left(1-\exp\left(X_7\delta_{z,obs} - X_8\right)\right) - Q_d \end{cases} \tag{A.30}$$

La fonction $f : r \mapsto r\left((1-r^4)^{-\frac{1}{4}} - 1\right)$, définie sur $]-1;1[$ et à valeurs dans $\mathbb{R}$, est une fonction bijective et donc inversible, mais cette inversion n'est pas possible analytiquement (Berthet, 2010). On peut cependant l'inverser numériquement en la tabulant, c'est-à-dire en stockant un tableau de valeurs de r et de $f(r)$ et opérant une interpolation.

Le système devient alors :

$$\begin{cases} Exp^a = X_6(X_7\delta_{z,obs} - X_8) \\ Rout^a = X_3 f^{-1}\left(\frac{1}{X_3}\left(Q_{obs} + X_6 \log\left(1 - \exp\left(X_7\delta_{z,obs} - X_8\right)\right) - Q_d\right)\right) \end{cases} \tag{A.31}$$

Ce qui donne un opérateur d'assimilation complète du débit et de la piézométrie.

A.3.5 Assimilation du débit seul

En assimilant le débit seul, on a un système d'une équation, dérivée de l'équation A.16, à deux inconnues $Rout^a$ et Exp^a. On doit alors introduire une hypothèse supplémentaire, qui est que la partition du débit simulé entre les deux réservoirs est identique à celle qui est faite en sortie de l'hydrogramme unitaire, c'est-à-dire $Q_R^a = 0,6(Q_{obs} - Q_d)$ et $Q_{RExp}^a = 0,4(Q_{obs} - Q_d)$. Ce qui se traduit immédiatement, en inversant les équations A.22 et A.26 :

$$\begin{cases} Exp^a = X_6 \log\left(1 - \exp\left(-\frac{0,4(Q_{obs} - Q_d)}{X_6}\right)\right) \\ Rout^a = X_3 f^{-1}\left(\frac{0,6(Q_{obs} - Q_d)}{X_3}\right) \end{cases} \tag{A.32}$$

Là encore, on utilise une inversion numérique par tabulation de la fonction f définie plus haut.

A.3.6 Assimilation conjointe linéarisée du débit et de la piézométrie

Si l'on reprend le système d'équations A.29, on voit que la première équation est linéaire. En revanche, la deuxième ne l'est pas. Pour la linéariser et l'inverser, il faut alors calculer les dérivées partielles de Q_{obs} par rapport aux états :

$$\frac{\partial Q}{\partial Rout} = \frac{\partial Q_R}{\partial Rout} = -1 + \left(1 - \left(\frac{Rout}{X_3}\right)^4\right)^{-\frac{1}{4}} + \frac{X_3 Rout^4}{(X_3^4 - Rout^4)^{\frac{5}{4}}} \tag{A.33}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial Exp} = \frac{\partial Q_{RExp}}{\partial Exp} = \frac{1}{\exp\left(-\frac{Exp}{X_6}\right) - 1} \tag{A.34}$$

Le système d'équations d'assimilation linéarisée s'écrit alors :

$$\begin{pmatrix} Q_{obs} - Q_{sim}^b \\ \delta_{z,obs} - \delta_{z,sim}^b \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -1 + \left(1 - \left(\frac{Rout^b}{X_3}\right)^4\right)^{-\frac{1}{4}} + \frac{X_3 {Rout^b}^4}{(X_3^4 - {Rout^b}^4)^{\frac{5}{4}}} & \frac{1}{\exp\left(-\frac{Exp^b}{X_6}\right) - 1} \\ 0 & \frac{1}{X_6 X_7} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} Rout^a - Rout^b \\ Exp^a - Exp^b \end{pmatrix} \tag{A.35}$$

Que l'on peut alors inverser, en posant $\alpha(Rout) = -1 + \left(1 - \left(\frac{Rout^b}{X_3}\right)^4\right)^{-\frac{1}{4}} + \frac{X_3 {Rout^b}^4}{(X_3^4 - {Rout^b}^4)^{\frac{5}{4}}}$:

$$\begin{pmatrix} Rout^a - Rout^b \\ Exp^a - Exp^b \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{1}{\alpha(Rout)} & \frac{-X_6 X_7}{\alpha(Rout)\left(\exp\left(-\frac{Exp^b}{X_6}\right)-1\right)} \\ 0 & X_6 X_7 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} Q_{obs} - Q^b_{sim} \\ \delta_{z,obs} - \delta^b_{z,sim} \end{pmatrix} \tag{A.36}$$

A.3.7 Assimilation linéarisée du débit seul

Pour l'assimilation du débit seul en utilisant l'opérateur d'observation linéarisée, on reprend l'hypothèse de partition du débit de la section A.3.5 et les dérivées partielles calculées plus haut. On a alors immédiatement l'équation :

$$\begin{pmatrix} 0,6\left(Q_{obs} - Q^b_{sim}\right) \\ 0,4\left(Q_{obs} - Q^b_{sim}\right) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \alpha(Rout) & 0 \\ 0 & \frac{1}{\exp\left(-\frac{Exp^b}{X_6}\right)-1} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} Rout^a - Rout^b \\ Exp^a - Exp^b \end{pmatrix} \tag{A.37}$$

La matrice étant diagonale, elle s'inverse immédiatement :

$$\begin{pmatrix} Rout^a - Rout^b \\ Exp^a - Exp^b \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{1}{\alpha(Rout)} & 0 \\ 0 & \exp\left(-\frac{Exp^b}{X_6}\right) - 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 0,6\left(Q_{obs} - Q^b_{sim}\right) \\ 0,4\left(Q_{obs} - Q^b_{sim}\right) \end{pmatrix} \tag{A.38}$$

Annexe B

Échelle des temps géologiques

Cette annexe présente l'échelle des temps géologiques pour l'éon Phanérozoïque. Les données proviennent de l'échelle disponible sur l'encyclopédie Wikipédia en français (Wikimedia Foundation, 2021), elle-même issue de l'échelle publiée par la Commission Internationale de Stratigraphie (Cohen et al., 2018). La dernière colonne donne l'âge du début de l'époque géologique correspondante, par rapport à l'an 2000.

Table B.1 – Échelle des temps géologiques pour l'éon Phanérozoïque

Ère	**Période/Système**	**Époque/Série**	**Étage**	**Âge (Ma)**
Cénozoïque	Quaternaire	Holocène	Meghalayen	0,0042
			Northgrippien	0,0082
			Greenlandien	0,0117
		Pléistocène	Pléistocène supérieur	0,126
			Pléistocène moyen	0,781
			Calabrien	1,80
			Gélasien	2,58
	Néogène	Pliocène	Plaisancien	3,600
			Zancléen	5,333
		Miocène	Messinien	7,246
			Tortonien	11,63
			Serravallien	13,82
			Langhien	15,97
			Burdigalien	20,44
			Aquitanien	23,03
	Paléogène	Oligocène	Chattien	28,1
			Rupélien	33,9
		Éocène	Priabonien	37,8
			Bartonien	41,2
			Lutétien	47,8
			Yprésien	56,0
		Paléocène	Thanétien	59,2
			Sélandien	61,6
			Danien	66,0
		Supérieur	Maastrichtien	72,1 ± 0,2
			Campanien	83,6 ± 0,2
			Santonien	86,3 ± 0,5

Mésozoïque (secondaire)	Crétacé		Coniacien	89,8 ± 0,3
			Turonien	93,9
			Cénomanien	100,5
		Inférieur	Albien	≈113,0
			Aptien	≈125,0
			Barrémien	≈129,4
			Hauterivien	≈132,9
			Valanginien	≈139,8
			Berriasien	≈145,0
	Jurassique	Malm	Tithonien	152,1 ± 0,9
			Kimméridgien	157,3 ± 1,0
			Oxfordien	163,5 ± 1,0
		Dogger	Callovien	166,1 ± 1,2
			Bathonien	168,3 ± 1,3
			Bajocien	170,3 ± 1,4
			Aalénien	174,1 ± 1,0
		Lias	Toarcien	182,7 ± 0,7
			Pliensbachien	190,8 ± 1,0
			Sinémurien	199,3 ± 0,3
			Hettangien	201,3 ± 0,2
	Trias	Supérieur	Rhétien	≈208,5
			Norien	≈227
			Carnien	≈237
		Moyen	Ladinien	≈242
			Anisien	247,2
		Inférieur	Olenekien	251,2
			Induen	252,17 ± 0,06
	Permien	Lopingien	Changhsingien	254,14 ± 0,07
			Wuchiapingien	259,8 ± 0,4
		Guadalupien	Capitanien	265,1 ± 0,4
			Wordien	268,8 ± 0,5
			Roadien	272,95 ± 0,11
		Cisuralien	Kungurien	283,5 ± 0,6
			Artinskien	290,1 ± 0,26
			Sakmarien	295,0 ± 0,18
			Assélien	298,9 ± 0,15
	Carbonifère	Pennsylvanien (Silésien)	Gzhélien	303,7 ± 0,1
			Kasimovien	307,0 ± 0,1
			Moscovien	315,2 ± 0,2
			Bachkirien	323,2 ± 0,4
		Mississippien (Dinantien)	Serpukhovien	330,9 ± 0,2
			Viséen	346,7 ± 0,4
			Tournaisien	358,9 ± 0,4
	Dévonien	Supérieur	Famennien	372,2 ± 1,6
			Frasnien	382,7 ± 1,6
		Moyen	Givétien	387,7 ± 0,8
			Eifelien	393,3 ± 1,2
			Emsien	407,6 ± 2,6

Paléozoïque (primaire)		Inférieur	Praguien	410,8 ± 2,8
			Lochkovien	419,2 ± 3,2
	Silurien	Pridoli	Pridolien	423,0 ± 2,3
		Ludlow	Ludfordien	425,6 ± 0,9
			Gorstien	427,4 ± 0,5
		Wenlock	Homérien	430,5 ± 0,7
			Sheinwoodien	433,4 ± 0,8
		Llandovery	Télychien	438,5 ± 1,1
			Aéronien	440,8 ± 1,2
			Rhuddanien	443,8 ± 1,5
	Ordovicien	Supérieur	Hirnantien	445,2 ± 1,4
			Katien	453,0 ± 0,7
			Sandbien	458,4 ± 0,9
		Moyen	Darriwilien	467,3 ± 1,1
			Dapingien	470,0 ± 1,4
		Inférieur	Floien	477,7 ± 1,4
			Trémadocien	485,4 ± 1,9
	Cambrien	Furongien	Étage 10	≈489,5
			Jiangshanien	≈494
			Paibien	≈497
		Miaolingien	Guzhangien	≈500,5
			Drumien	≈504,5
			Wuliuen	≈509
		Série 2	Étage 4	≈514
			Étage 3	≈521
		Terreneuvien	Étage 2	≈529
			Fortunien	541,0 ± 1,0

Annexe C

GRcpp : une bibliothèque C++ pour la modélisation hydrologique et l'assimilation de données

Pour réaliser les calculs des chapitres 5 et 6, une bibliothèque C++ nommée `GRcpp` a été développée. Elle n'est pas, à l'heure d'écriture de ces lignes, destinée à être distribuée en dehors d'une utilisation interne à l'équipe Hydrologie des bassins versants. Néanmoins, un soin particulier a été apporté à son implémentation et à sa documentation afin qu'elle soit réutilisable pour de futurs travaux et que le développement puisse s'y poursuivre. Le code source de la bibliothèque est disponible sur le Gitlab Irstea [1] ; la documentation systématique, issue de Doxygen, est disponible librement à ce lien. Cette annexe n'a pas pour but de reproduire cette documentation, mais d'exposer les choix de structure qui ont guidé le développement de la bibliothèque, dans l'espoir que l'utilisation de celle-ci ne cesse pas avec le départ de son auteur originel.

C.1 Compilation et utilisation de la bibliothèque

`GRcpp` est une bibliothèque développée intégralement en C++, n'utilisant pas d'autres dépendances externes que la bibliothèque standard de ce langage. Certaines fonctionnalités utilisent des dépendances externes qui sont toutefois incluses dans le code source de la bibliothèque, sous forme de bibliothèques *header-only* qui sont intégrées à la compilation.

Les options de compilation de base permettent de compiler la bibliothèque sous forme d'une bibliothèque partagée — `.DLL` sous Windows, `.so` sous Unix. Pour l'utiliser dans un projet de développement C++, il faut d'une part, inclure les en-têtes dans ceux du projet et d'autre part, lier la bibliothèque partagée au moment de la compilation, soit directement avec les options de `g++`, soit via un projet `CMake`, comme proposé dans les exemples de la documentation. Ensuite, dans le code du projet, les fonctions et classes de la bibliothèque sont toutes dans l'espace de nom éponyme.

Une autre possibilité de compilation existe sous forme de package R. Attention, le package R généré a une structure fonctionnelle mais très loin du niveau de qualité nécessaire à une publication sur le CRAN ou même à toute forme de distribution. Il permet cependant de mettre en œuvre rapidement les fonctions développées. La compilation de la bibliothèque sous forme de package R

1. L'accès au lien est réservé aux titulaires d'un compte Gitlab Irstea.

nécessite une installation de R fonctionnelle avec un environnement de compilation — les `Rtools` en particulier sous Windows. L'installation du package R nécessite une version récente de `CMake`.

D'autres options de compilation, utiles au développement, existent : il s'agit de la génération de la documentation HTML avec Doxygen, de celle de la documentation PDF avec Doxygen et une distribution LaTeX fonctionnelle et de la compilation de l'exécutable de test, qui sera présenté ultérieurement.

C.2 Le cœur de la bibliothèque : les modèles hydrologiques

Table C.1 – Liste des classes de la bibliothèque `GRcpp`, telle que disponible dans la documentation. La disposition horizontale des noms de classes montre la hiérarchie de l'héritage.

Class	**Description**
`GRcpp::DetermAssimProcess<model_type,a>`	Template class for deterministic assim process
`GRcpp::DetermAssimProcess<model_type,true>`	Template class for deterministic assim process
`GRcpp::DetermAssimProcess<GRZJ,true>`	Template class for deterministic assim process in GRZJ
`GRcpp::GRZJBruteJointAssim`	Class of the brute joint assimilation in GRZJ
`GRcpp::GRZJBruteJointAssimLinear`	Class of the linearised brute joint assimilation in GRZJ
`GRcpp::GRZJBruteQAssim`	Class of the brute streamflow assimilation in GRZJ
`GRcpp::GRZJBruteQAssimLinear`	Class of the linearised brute streamflow assimilation in GRZJ
`GRcpp::GRZJBrutezAssim`	Class of the brute piezometry assimilation in GRZJ
`GRcpp::GRZJnoAssim`	Class of the no assimilation in GRZJ
`GRcpp::ErrorCrit`	Virtual class for error criterion
`GRcpp::KGE`	Kling & Gupta efficiency class
`GRcpp::NSE`	Nash-Sutcliffe efficiency class
`GRcpp::RMSE`	Root Mean Square Error efficiency class
`GRcpp::ZError`	Piezometry error class
`GRcpp::Modele`	Generic Modele class representing a model object
`GRcpp::CemaNeige`	CemaNeige class inheriting from Modele
`GRcpp::GR1A`	GR1A class inheriting from Modele
`GRcpp::GR2M`	GR2M class inheriting from Modele
`GRcpp::GR4J`	GR4J class inheriting from Modele
`GRcpp::GR5J`	GR5J class inheriting from Modele
`GRcpp::GR6J`	GR6J class inheriting from Modele
`GRcpp::GRZJ`	GRZJ class inheriting from Modele
`GRcpp::ModelOutput`	Class to store the results after running a model on several time steps
`GRcpp::available_transfo::Transformation`	Streamflow transformation class
`GRcpp::UnitHydrograph`	Unit Hydrograph class

L'implémentation des différents modèles dans la bibliothèque repose sur une classe virtuelle `Modele`. En tant que classe virtuelle, il n'est pas possible d'instancier directement un objet `Modele`, mais elle sert à définir un certain nombre de fonctionnalités qui doivent être implémentées par toute classe représentant un modèle hydrologique. Sept modèles sont disponibles dans la bibliothèque sous forme de classes héritant de `Modele` — cf. table C.1 : GR1A, GR2M, GR4J, GR5J, GR6J et

CemaNeige. Un objet héritant de la classe `Modele` stocke, à un pas de temps donné, les valeurs des états, flux, paramètres, sorties et hydrogrammes unitaires d'un modèle hydrologique.

La liste des modèles disponibles, utilisée notamment par les fonctions génériques qui prennent le nom du modèle sous forme de chaîne de caractères en argument, est définie dans l'espace de noms `available_models`. Tout ajout d'un nouveau modèle à la bibliothèque devra donc s'accompagner d'une mise à jour des objets de cet espace de noms.

Le cœur de l'implémentation d'un modèle hydrologique est la méthode `update()`, qui prend en argument un vecteur nommé d'entrées du modèle à un pas de temps et effectue les calculs du modèle pour passer au pas de temps suivant, en mettant à jour les valeurs des variables internes. De nombreuses autres méthodes de classes sont disponibles dans `Modele`.

La méthode `run()` sert à faire tourner le modèle sur plusieurs pas de temps. Les constructeurs doivent être implémentés pour chaque classe héritant de `Modele` ; tous les modèles existants ont cependant un constructeur prenant pour seul argument un vecteur de paramètres, ce qui permet d'écrire des fonctions génériques.

Des fonctions de plus haut niveau permettent de faire fonctionner les modèles sur plusieurs pas de temps. Il s'agit des fonctions du fichier `runModels.cpp`, notamment `run_model_trans_params` et `run_model`, qui permettent respectivement de faire fonctionner un modèle avec des paramètres transformés et non transformés. La classe `ModelOutput` sert à stocker les résultats de ces fonctions, sous une forme semblable à celle des sorties du package `airGR`.

Du fait de leur complexité, les hydrogrammes unitaires ont été implémentés à part dans une classe `UnitHydrograph` qui est permet de choisir entre les deux types d'hydrogrammes unitaires de GR — symétriques et asymétriques. Il ne s'agit pas d'une classe virtuelle.

C.3 Le calcul des critères de performances

La classe `ErrorCrit` constitue une autre classe virtuelle de la bibliothèque qui permet de calculer des critères de performance à partir des sorties de modèle, en appliquant des transformations et en retirant la période de chauffe. Cinq classes héritent d'`ErrorCrit` : `KGE`, `NSE`, `RMSE` et `ZError`. Les transformations de débits disponibles implémentent la classe `Transformation` ; elles sont listées dans un tableau statique `const std::vector<Transformation> available_transfo::transfos`.

Comme pour les modèles, la liste des critères disponibles, utilisée notamment par les fonctions génériques qui prennent le nom du critère sous forme de chaîne de caractères en argument, est définie dans l'espace de noms `available_criteria`. Tout ajout d'un nouveau critère à la bibliothèque devra donc s'accompagner d'une mise à jour des objets de cet espace de noms.

C.4 L'assimilation de données

Un module d'assimilation de données est disponible dans la bibliothèque. Là encore, une classe virtuelle a été développée pour les procédés d'assimilation déterministes. Il s'agit du *template* `DetermAssimProcess`, c'est-à-dire que la nature de l'objet implémentant cette classe dépend des arguments qui lui sont passés entre chevrons. Le premier est le nom de la classe du modèle auquel

le procédé d'assimilation s'applique ; le second, calculé à partir du premier, est un booléen qui est vrai si le premier hérite effectivement de la classe `Modele`. C'est une astuce pour créer un template générique, mais pas trop, c'est-à-dire de la *bounded genericity*. Retenons simplement que les procédés d'assimilation pour le modèle `GRXX` héritent de la classe virtuelle `DetermAssimProcess<GRXX>` ou `DetermAssimProcess<GRXX, true>`, ce qui est la même chose.

Les six procédés d'assimilation utilisés au chapitre 6 sont implémentés dans la bibliothèque :

— `GRZJnoAssim` pour pas d'assimilation ;
— `GRZJBrutezAssim` pour l'assimilation de la piézométrie seule ;
— `GRZJBruteQAssim` pour l'assimilation du débit seul ;
— `GRZJBruteJointAssim` pour l'assimilation des deux variables ;
— `GRZJBruteQAssimLinear` pour l'assimilation linéarisée du débit seul ;
— `GRZJBruteJointAssimLinear` pour l'assimilation linéarisée des deux variables.

Le cœur de calcul d'un procédé d'assimilation est la méthode `assimilate_into_model`, qui modifie un objet héritant de la classe du modèle passé en argument.

L'inversion numérique de la relation état-sortie du réservoir de routage de GRZJ se fait grâce à la fonction `inverse_routing_reservoir_function`, qui fait appel à des variables portant le mot-clé `constexpr` : elles sont calculées à la compilation, ce qui permet une inversion numérique rapide au prix de l'occupation d'un peu plus d'espace disque.

C.5 L'exécutable de test

Afin de faciliter la détection des bogues lors du développement de la bibliothèque, des tests unitaires ont été implémentés. Les futurs développeurs de nouvelles fonctionnalités dans la bibliothèque sont invités à implémenter, à chaque fois que c'est possible, des tests unitaires semblables à ceux existants. Ceux-ci utilisent la boîte à outils fournie par la bibliothèque `Boost` (Polukhin, 2020).

Pour générer l'exécutable de test, il faut utiliser l'option `BUILD_TEST` de `CMake` lors de la compilation. Il suffit ensuite de lancer l'exécutable `test_GRcpp`. Les tests unitaires sont compilés et exécutés automatiquement à chaque poussée d'une nouvelle version de la bibliothèque sur le dépôt Gitlab.