



Intérêts de la modélisation des résurgences d'eaux souterraines pour la caractérisation des aquifères et la définition des zones inondables : application aux bassins versants côtiers sous l'effet du changement climatique

Alexandre Gauvain

► To cite this version:

Alexandre Gauvain. Intérêts de la modélisation des résurgences d'eaux souterraines pour la caractérisation des aquifères et la définition des zones inondables : application aux bassins versants côtiers sous l'effet du changement climatique. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2022. Français. NNT : 2022REN1B026 . tel-03860774

HAL Id: tel-03860774

<https://theses.hal.science/tel-03860774>

Submitted on 18 Nov 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.

THÈSE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

ÉCOLE DOCTORALE N° 600
Écologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation
Spécialité : *Sciences de la Terre et de l'Environnement*

Par

Alexandre GAUVAIN

**Intérêts de la modélisation des résurgences d'eaux souterraines
pour la caractérisation des aquifères et la définition des zones inondables.**

Application aux bassins versants côtiers sous l'effet du changement climatique

Thèse présentée et soutenue à Rennes, le 02/06/2022

Unité de recherche : UMR 6118 - Géosciences RENNES - OSUR

Rapporteurs avant soutenance :

Fabrice GOLFIER Professeur, GeoRessources, Université de Lorraine
Julio GONCALVES Professeur, CEREGE, Aix-Marseille Université

Composition du Jury :

Président :	Nicolas MASSEI	Professeur, UMR M2C, Université de Rouen
Examineurs :	Danièle VALDES Florence HABETS Nicolas MASSEI Fabrice GOLFIER Julio GONCALVES	Maître de conférences, UMR METIS, Université Pierre et Marie Curie Directrice de recherche, Laboratoire de Géologie de l'ENS, CNRS, PSL Professeur, UMR M2C, Université de Rouen Professeur, GeoRessources, Université de Lorraine Professeur, CEREGE, Aix-Marseille Université
Dir. de thèse :	Jean-Raynald DE DREUZY	Directeur de recherche, CNRS, Géosciences Rennes, Université de Rennes 1
Co-dir. de thèse :	Luc AQUILINA	Professeur, Géosciences Rennes, Université de Rennes 1

Invité(s) :

Frédéric Gresselin Chargé de mission, DREAL Normandie

*“Look deep into nature, and then you
will understand everything better.”*

Albert Eisntein, 1951.

REMERCIEMENTS

Je souhaiterais tout d'abord remercier grandement mes deux Directeurs de thèse : Luc Aquilina & Jean-Raynald de Dreuzy. Luc, pour toute l'aide sur le projet et les avis toujours très utiles à la progression de cette thèse. Jean-Raynald, de m'avoir transmis le goût de la modélisation et d'avoir toujours rendu nos longues discussions agréables et instructives. Je suis fier d'avoir évolué à vos côtés durant ces années. Outre l'appui scientifique que vous m'avez apporté, vous avez toujours su vous montrer disponibles pour répondre à mes questions et me conseiller au cours de l'élaboration de cette thèse. J'espère que nous serons amenés à poursuivre notre collaboration.

Je tiens également à remercier mon jury de thèse pour avoir accepté d'évaluer ces travaux.

Cette thèse a été financée en partie par l'Agence de l'Eau Seine-Normandie (AESN) et par la Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement de Normandie (DREAL), que je tiens aussi à remercier, et plus particulièrement Frédéric Gresselin pour toutes les discussions et les conseils qui m'ont accompagné tout au long de ma thèse. Aussi, je tiens à remercier l'ensemble des collectivités territoriales qui ont participé au financement du projet RIVAGES Normands 2100.

Je remercie également l'équipe du laboratoire IRISA : June Sallou, Benoit Combemale et Johann Bourcier pour les nombreux échanges et les compétences en informatique que vous m'avez apportées.

Merci à toute l'équipe "cycle hydrologique" pour les discussions hebdomadaires toujours très intéressantes.

Merci à toutes les personnes avec qui j'ai pu partager mes études et les méthodes de modélisation hydrologique : Jean Marçais, Sarah Leray, Clément Roques, Quentin Courtois, Luca Guillaumot, Nicolas Cornette et Camille Vautier. Plus particulièrement, merci à Ronan Abhervé pour les travaux que nous avons réalisés ensemble.

Je souhaiterais remercier l'ensemble de l'équipe de Géosciences Rennes, les chercheurs et ingénieurs, les doctorants, post-doctorants et stagiaires. Aussi merci à tous les collègues de bureau avec qui j'ai partagé ces trois années.

Mes derniers remerciements s'adressent à ma famille et mes amis. Merci à Johan et Mathias pour les relectures. Plus particulièrement, merci à toi Chloé qui m'a soutenu et surtout supporté dans tout ce que j'ai entrepris.

TABLE DES MATIÈRES

Table des figures	xi
Liste des tableaux	xii
1 Introduction Générale	1
1.1 Le cycle de l'eau	2
1.1.1 Le cycle hydrologique	2
1.1.2 Organisation des circulations souterraines : Distribution des temps de résidence.	3
1.1.3 Zone de résurgence : exutoire des eaux souterraines	7
1.2 Enjeux du changement climatique	8
1.2.1 Processus et état actuel	8
1.2.2 Scénarios climatiques	10
1.3 Inondations côtières par les eaux souterraines	11
1.4 Propriétés hydrodynamiques & modélisation des processus	13
1.4.1 Propriétés hydrodynamiques	14
1.4.2 Modélisation des processus	15
2 Approche proposée	19
2.1 Motivations	20
2.2 Organisation du projet	21
2.3 Méthodologie	22
2.4 Structure du document	22
3 Contexte, site d'étude et outil de modélisation	25
3.1 Contexte normand	26
3.1.1 Contexte général	26
3.1.2 Contexte géologique	27
3.1.3 Contexte côtier	28

TABLE DES MATIÈRES

3.2	Site d'étude et données disponibles	29
3.2.1	Agon-Coutainville	29
3.2.2	Données nécessaires aux modèles hydrogéologiques	30
3.2.3	Données utiles à l'estimation des propriétés hydrodynamiques	35
3.3	Outil de modélisation	37
3.3.1	Introduction	37
3.3.2	Article scientifique : HydroModPy : A Python toolkit to automatically develop surface-constrained groundwater flow at the watershed scale from multi-source data.	37
4	Modélisations conceptuelles des variations piézométriques	47
4.1	Effet de la propagation de l'onde de marée sur les niveaux piézométriques	48
4.1.1	Solution analytique	49
4.1.2	Résultats	50
4.2	Effet de l'augmentation du niveau de la mer sur les niveaux piézométriques	51
4.2.1	Solutions analytiques	52
4.2.2	Résultats	54
4.3	Développement des zones de résurgence	55
4.3.1	Solution analytique	55
4.3.2	Résultats	56
5	Modélisations conceptuelles des temps de résidence des eaux souterraines	59
5.1	Effet des conditions de recharge et d'épaisseur de l'aquifère sur la distribution des temps de résidence	60
5.1.1	Introduction	60
5.1.2	Article scientifique : Residence time distributions in non-uniform aquifer recharge and thickness conditions : An analytical approach based on the assumption of Dupuit-Forchheimer	61
5.2	Effet des résurgences sur la distribution des temps de résidence	82
5.2.1	Introduction	82
5.2.2	Article : Geomorphological Controls on Groundwater Transit Times : A Synthetic Analysis at the Hillslope Scale	82
5.3	Bilan	106

6	Estimation des propriétés hydrodynamiques des modèles hydrogéologiques	107
6.1	Estimation à partir de la piézométrie	108
6.1.1	Les chroniques piézométriques	108
6.1.2	Méthodes d'estimation	109
6.2	Estimation à partir du réseau hydrographique	112
6.2.1	Introduction	112
6.2.2	Article scientifique : Estimation of hydraulic conductivity of shallow aquifers from the spatial organization of streams	112
6.3	Résultats de l'estimation des propriétés hydrodynamiques	136
6.3.1	Résultats analytiques	136
6.3.2	Résultats numériques	139
6.4	Bilan	146
7	Impact des changements climatiques sur les niveaux et les circulations des eaux souterraines	147
7.1	Introduction	148
7.2	Article scientifique en préparation : Facteurs de contrôle des inondations par les eaux souterraines dans les zones côtières sous l'influence du changement climatique.	148
7.2.1	Introduction	148
7.2.2	Matériels et Méthodes	150
7.2.3	Résultats	155
7.2.4	Discussions & perspectives	160
7.2.5	Conclusion	161
7.3	Bilan	162
8	Discussions et perspectives	163
8.1	Outil de modélisation	164
8.2	Régionalisation de la méthode de modélisation	164
8.3	Méthode de calibration	166
8.4	Prédictions à l'aide de scénarios climatiques futurs	167
8.5	Le risque d'inondations par résurgences d'eau souterraine	168
	Conclusion	169

TABLE DES MATIÈRES

Références	173
Annexes	189
Annexe 1 : Article scientifique - Dating groundwater with dissolved silica and CFC concentrations in crystalline aquifers	190
Annexe 2 : Dossier de fin de travaux : 6 piézomètres de surveillance des niveaux piézométriques et biseau salé – Projet RIVAGES 2100	203
Annexe 3 : Article scientifique - Loop Aggregation for Approximate Scientific Computing	225
Annexe 4 : HydroModPy Documentation	241

TABLE DES FIGURES

1.1	Le cycle de l'eau	3
1.2	Les lignes de flux dans un bassin versant breton	4
1.3	Les lignes de flux dans un versant et sa distribution des temps de résidence	5
1.4	Principe et gamme de temps des traceurs environnementaux	6
1.5	Les lignes de flux dans des contextes de recharge différents	7
1.6	Évolution des anomalies de la température et des concentrations en gaz à effet de serre	9
1.7	Évolution de l'élévation du niveau moyen des mers entre 2006 et 2100 . . .	10
1.8	Évolution des précipitations moyennes pour les scénarios RCP2.6 et RCP8.5 . . .	11
1.9	Facteurs de contrôle des inondations par débordement de nappe	12
1.10	Schéma de l'altération du sol et des propriétés hydrodynamiques	14
2.1	Carte de profondeur du toit de nappe phréatique	20
3.1	Modèle Numérique de Terrain de la Basse-Normandie à une résolution de 75 mètres	26
3.2	Zoom sur la partie ouest de la Normandie de la carte géologique au 1/1 000 000ème de la France	27
3.3	Coupe topographique et géologique sur la côte ouest du département de la Manche	28
3.4	Photographies des inondations par résurgence d'eaux souterraines	29
3.5	Carte IGN et MNT représentant le bassin versant d'Agon-Coutainville . . .	30
3.6	Carte géologique au 1/50 000ème du bassin versant d'Agon-Coutainville . .	31
3.7	Schéma récapitulatif des niveaux de marée	32
3.8	Augmentation du niveau moyen de la mer pour trois scénarios climatiques . . .	33
3.9	Chroniques climatiques historiques issues du modèle SURFEX de 1990 à 2010	34
3.10	Chroniques piézométriques issues des données ADES et du projet H2020 AquaNES	36

TABLE DES FIGURES

3.11	Conceptual workflow of HydroModPy.	41
3.12	Example of the HydroModPy process.	45
4.1	Représentation conceptuelle de la propagation de l'onde de marée	48
4.2	Atténuation de l'amplitude d'une onde de marée à une distance x de la côte	50
4.3	Représentation conceptuelle de l'effet de l'augmentation du niveau de la mer	51
4.4	Représentation de l'impact d'une augmentation du niveau marin sur les niveaux piézométriques	54
4.5	Représentation conceptuelle de l'évolution des zones de résurgences L_S . .	56
4.6	Représentation conceptuelle de l'évolution des zones de résurgences L_S . .	57
5.1	Représentation conceptuelle de l'organisation des circulations souterraines .	60
6.1	Représentation des variations piézométriques entre 2016 et 2021 de six piézomètres	109
6.2	Workflow to constrain hydraulic conductivity of the subsurface from an observed stream network.	118
6.3	Definition of the main metrics used for calibration.	121
6.4	Localization of the studied catchments.	122
6.5	2D map views of distances computed along the steepest slope.	123
6.6	D_{optim} criterion and K_{optim} estimated for the 24 sites.	125
6.7	D_{optim} criterion and K_{optim} estimated for the 24 sites.	127
6.8	Appendix B : 2D map views of simulated seepage areas and downslope flowpaths distances	132
6.9	Appendix C : Elevation map with the observed and simulated stream network	133
6.10	Appendix D : Sensitivity testing of the method for the Canut catchment .	134
6.11	Appendix E : Hydraulic conductivity optimal estimated as a function of drainage density	134
6.12	Exploration analytique de la conductivité hydraulique K à partir des don- nées piézométriques	137
6.13	Exploration analytique de la porosité de drainage S_y à partir des données piézométriques	138
6.14	Représentation des deux zones utilisées pour la calibration des modèles hétérogènes	140

6.15	Exploration numérique de la conductivité hydraulique K dans un modèle permanent homogène	140
6.16	Schéma conceptuel de l'évolution du toit de la nappe phréatique avec R/K	141
6.17	Exploration numérique de la conductivité hydraulique K dans un modèle permanent hétérogène	142
6.18	Exploration numérique de la conductivité hydraulique K et de la porosité S_y dans un modèle transitoire hétérogène	144
6.19	Comparaison d'une chronique piézométrique pour différente porosité de drainage S_y	145
7.1	Localisation du site d'étude d'Agon-Coutainville	150
7.2	Représentation 3D du modèle hydrogéologique d'Agon-Coutainville	151
7.3	Représentation des chroniques de recharge utilisées dans les modèles	152
7.4	Corrélation entre les niveaux piézométriques moyens observés et simulés . .	154
7.5	Représentation des zones de résurgence et des temps de résidence	155
7.6	Évolution du pourcentage de zone de résurgence et du temps de résidence moyen par rapport à la valeur de conductance	156
7.7	Effet de l'augmentation du niveau marin sur les zones de résurgence.	157
7.8	Chroniques de l'évolution du pourcentage de zone de résurgence sur le bassin versant	158
7.9	Représentation de la durée moyenne des zones de résurgence par an et de la profondeur de la nappe phréatique	159
8.1	Localisation des cinq sites pilotes du projet RIVAGES normands 2100	165
8.2	Photographies de la campagne de terrain de novembre 2021 sur le site de Saint-Germain-sur-Ay	166

LISTE DES TABLEAUX

3.1	Références Altimétriques Maritimes pour le site le plus proche du bassin versant.	33
6.1	Paramètres liés aux piézomètres utilisés pour l'estimation des propriétés hydrodynamiques.	108
6.2	Côte piézométrique discrète des forages avec des données de niveaux d'eau (points blancs sur la Figure 6.1) sur la zone d'Agon-Coutainville	111
6.3	Main landscape characteristics, model input parameters and estimated results of the 24 catchment sites studied.	124
6.4	Résultats de porosité de drainage S_y obtenus à partir de l'équation 6.7. . . .	139
6.5	Résultats des estimations des propriétés hydrodynamiques	146

CHAPITRE 1

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1.1	Le cycle de l'eau	2
1.1.1	Le cycle hydrologique	2
1.1.2	Organisation des circulations souterraines : Distribution des temps de résidence.	3
1.1.3	Zone de résurgence : exutoire des eaux souterraines	7
1.2	Enjeux du changement climatique	8
1.2.1	Processus et état actuel	8
1.2.2	Scénarios climatiques	10
1.3	Inondations côtières par les eaux souterraines	11
1.4	Propriétés hydrodynamiques & modélisation des processus	13
1.4.1	Propriétés hydrodynamiques	14
1.4.2	Modélisation des processus	15

1.1 Le cycle de l'eau

Le cycle de l'eau est globalement bien connu. Cependant, en observant plus finement certains compartiments, on s'aperçoit de la complexité des processus mis en jeu et de leur impact non négligeable dans ce cycle hydrologique. Dans cette première section, nous ferons un focus sur le compartiment des eaux souterraines de leur infiltration à leur résurgence en passant par leur trajet souterrain.

1.1.1 Le cycle hydrologique

L'eau contenue dans les océans (97,5 % de l'eau qui recouvre deux tiers de la surface de la terre) s'évapore sous l'effet de la chaleur du soleil, forme des nuages et est transporté par l'atmosphère puis, en fonction de conditions atmosphériques, retombe sous forme de précipitations (eau douce) à la surface des océans et des continents. Les continents sont divisés en bassin versant localisé par des zones géographiques de collecte des eaux par un cours d'eau et ses affluents. La limite des bassins versants est souvent, mais pas toujours, définie par une ligne de crête (ligne pointillée blanche, Figure 1.1).

Cette eau douce continentale (2,5 % de l'eau sur terre) peut dans un premier cas, dans des conditions de basses températures, rester stockée sous forme de glaciers. Lorsque la température augmente, l'eau fond, ou bien s'évapore et regagne le cycle hydrologique. Dans un second cas avec des conditions de température moins extrêmes, l'eau douce continue son chemin selon deux voies différentes. D'une part, l'eau peut ruisseler, rejoindre rapidement les rivières, les lacs et les fleuves, regagner les estuaires et enfin la mer. Le temps de transit via cette voie est de l'ordre de quelques jours à plusieurs semaines. D'autre part, l'eau en s'infiltrant dans le sol, est captée en partie par la végétation via transpiration pour être réinjectée dans l'atmosphère. La recharge (partie non captée par la végétation) continue de s'infiltrer jusqu'à atteindre la nappe phréatique. Dans l'aquifère, l'eau s'écoule en répondant aux processus physiques d'écoulement et aux propriétés hydrodynamiques du souterrain jusqu'à rejoindre la zone de résurgence de la nappe phréatique et continuer son chemin via le schéma de ruissèlement présenté précédemment. Le temps de résidence de l'eau dans l'aquifère est de plusieurs semaines à plusieurs dizaines/centaines d'années.

À première vue et de façon simpliste, le temps de résidence est contraint d'une part, par la distance entre le point d'infiltration et d'exutoire de l'eau souterraine et d'autre part, la vitesse que met l'eau à parcourir cette distance. Or en pratique, l'aquifère traversé peut s'avérer être complexe en termes de géométrie, de géologie et de géomorphologie ne



FIGURE 1.1 – Cycle de l'eau représentant les processus suivants : Évaporation (E), Transpiration (T), Précipitation (P), Infiltration (I), Ruissellement (R) et les circulations d'eaux souterraines (G). Les limites du bassin versant sont caractérisées par les lignes pointillées blanches. D'après EVENSON et al., 2013

facilitant pas l'identification du chemin et de la vitesse de l'écoulement. Cette hétérogénéité entraîne aussi une difficulté à déterminer le point exact de résurgence des eaux souterraines. Mais alors comment s'organisent ces circulations souterraines ? Comment avoir une vision globale de ces circulations ? Par quels processus sont-elles contrôlées ?

1.1.2 Organisation des circulations souterraines : Distribution des temps de résidence.

Dans la sous-section précédente, le chemin que pourrait suivre une goutte d'eau au sein du cycle hydrologique est présenté. Dans le cas d'un événement pluvieux, c'est une multitude de gouttes d'eau qui tombent, ruissèlent et s'infiltrant dans le bassin-versant. Chacune d'entre elles a un chemin de ruissellement, une zone d'infiltration, une ligne d'écoulement souterraine et une zone de résurgence distinctes et par conséquent, un temps de résidence propre (Figure 1.2). En les regroupant par temps de résidence, il est possible de déterminer la proportion d'eau associée à une gamme de temps de résidence. C'est

la distribution des temps de résidence (DTR). Approcher ces distributions de temps de résidence a grand intérêt puisque cela permet d'appréhender le temps qu'un polluant peut rester présent dans l'aquifère et dans quelles proportions il va refaire surface dans les cours d'eau.

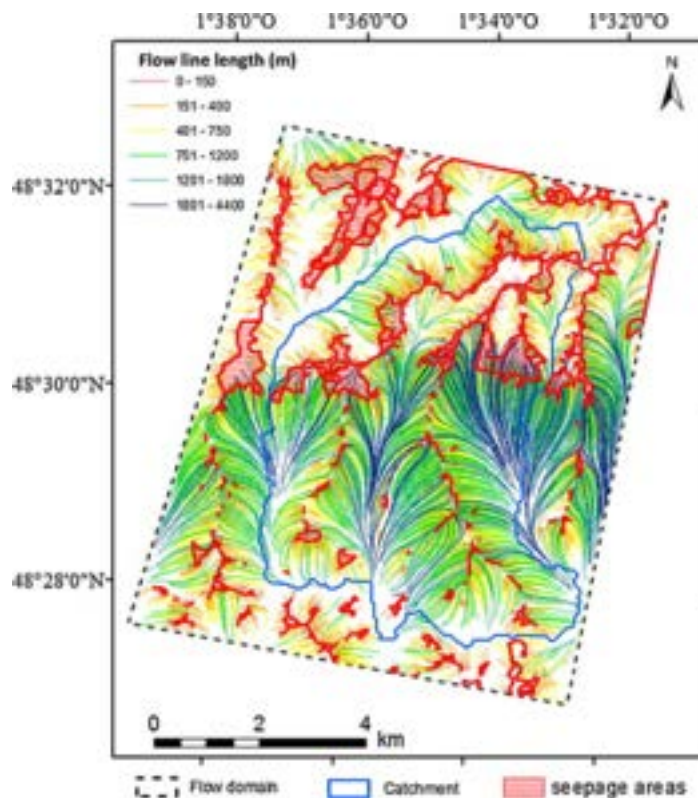


FIGURE 1.2 – Exemple de représentation des lignes de flux dans un bassin versant breton (limite bleue). La couleur des lignes de flux représente la distance calculée entre la zone d'infiltration et la zone de résurgence (zones rouges). D'après KOLBE et al., 2016.

Dans un contexte de versant relativement simple, c'est-à-dire un aquifère à deux dimensions à fond plat avec une épaisseur et une recharge constante (Figure 1.3), la distribution des temps de résidence obtenue sur une section verticale de l'aquifère a une forme exponentielle (HAITJEMA, 1995a, 1995b ; VOGEL, 1967). La quantité de lignes de flux décroît exponentiellement avec le temps de résidence. En d'autres termes, les lignes de flux avec des temps de résidence élevés sont statistiquement plus rares dans le versant que les lignes de flux avec des temps de résidence faible. Des distributions de temps de résidence plus complexes correspondant à des formes spécifiques d'aquifère ont été établies (JURGENS et al., 2012). Pour un modèle exponentiel, un seul paramètre est nécessaire facilitant la définition de la distribution des temps de résidence : c'est le temps moyen. En théorie, ce

paramètre peut être approché puisqu'il est fonction du volume d'eau situé en amont du point d'observation divisé par le flux de renouvellement (c'est-à-dire le flux recharge de l'aquifère)(HAITJEMA et MITCHELL-BRUKER, 2005).

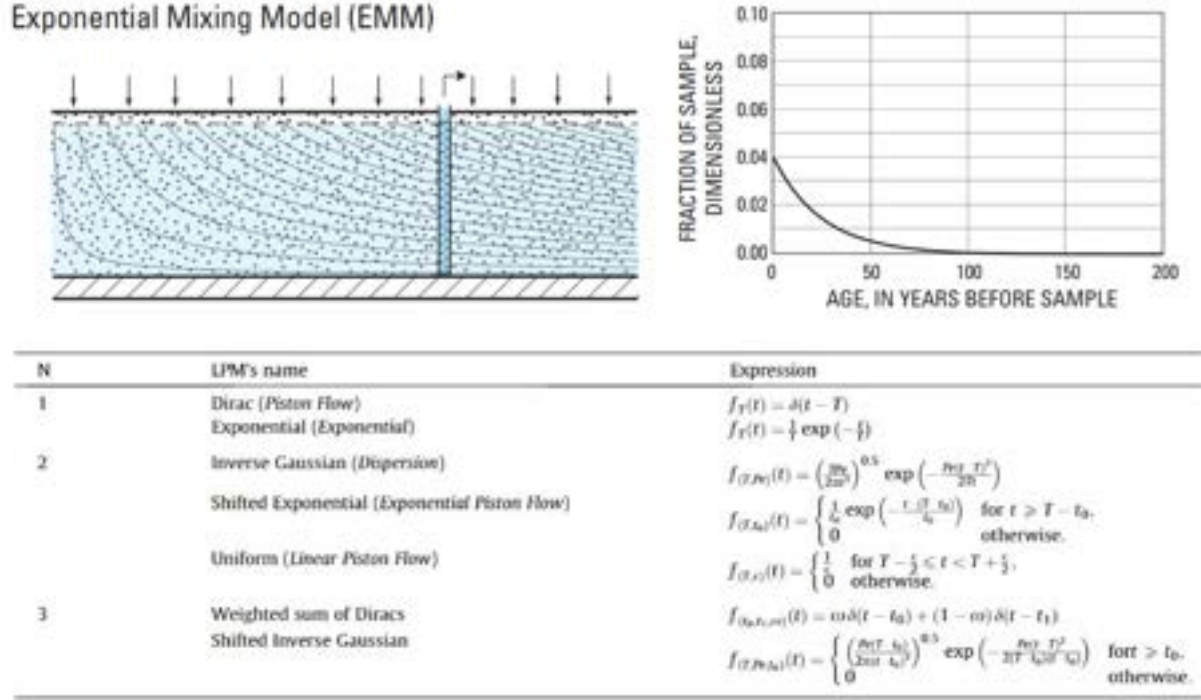


FIGURE 1.3 – En haut : Représentation des lignes de flux dans un aquifère plat à épaisseur constante et la distribution des temps de résidence associée. D'après JURGENS et al., 2012. En bas : Liste des modèles et leur expression couramment utilisés pour représenter les distributions de temps de résidence. Tableau d'après MARÇAIS et al., 2015.

En pratique, il est difficile d'approcher le volume total de l'aquifère. Des techniques et méthodes pour déterminer le temps moyen à partir de traceurs atmosphériques environnementaux (principalement due à l'activité humaine comme les CFC/SF6 par exemple) dont les concentrations sont connues depuis plusieurs dizaines d'années, ont été développées (AQUILINA et al., 2006 ; LABASQUE et al., 2014). Le principe consiste à prélever un volume d'eau en prenant soin à ce qu'il n'y ait pas de contact avec l'atmosphère et à mesurer la concentration des traceurs présents dans l'échantillon. Les courbes atmosphériques étant connues, il suffit de relier la concentration mesurée à la date où l'atmosphère avait cette concentration. Selon les traceurs, les courbes atmosphériques ne sont pas toujours strictement ascendantes et peuvent être à certains moments descendantes. Cela complique la définition du temps de résidence puisqu'une concentration peut révéler plusieurs temps de résidence. Dans ce cas, l'utilisation de plusieurs traceurs est nécessaire pour comparer

les résultats de chaque traceur et définir un unique temps de résidence (Figure 1.4).

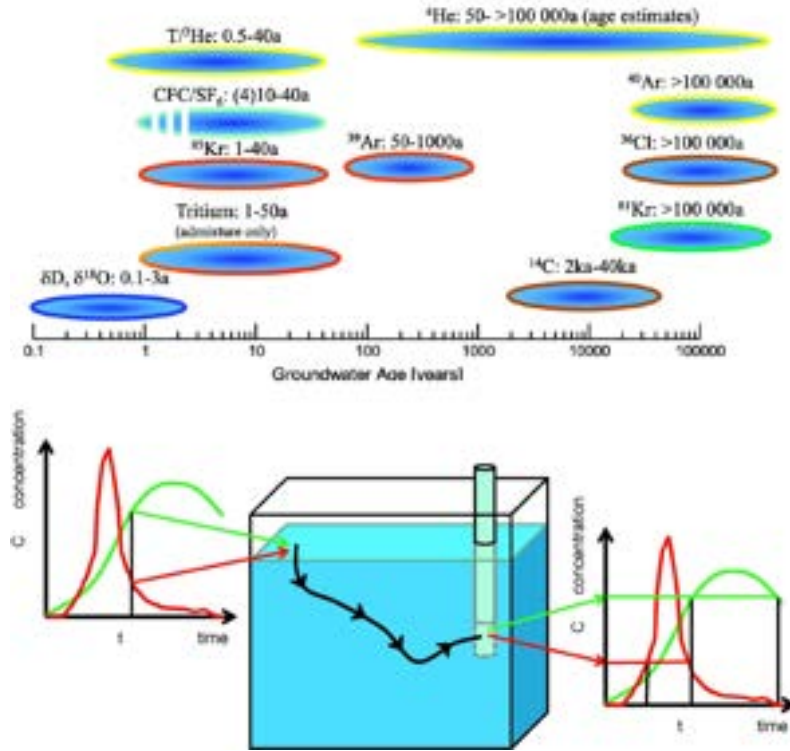


FIGURE 1.4 – En haut : Représentation des gammes de temps accessibles pour chaque traceur environnemental. En bas : Principe de la définition du temps de résidence à partir de la concentration des traceurs environnementaux. D'après SUCKOW, 2014.

L'estimation des temps de résidence dans les aquifères est essentielle pour quantifier la vulnérabilité des eaux souterraines et pour estimer des délais de transfert d'un polluant. Cependant, les analyses sont coûteuses et certains traceurs sont destinés à ne plus être utilisés à long terme, car leurs concentrations atmosphériques diminuent. Dans ce contexte, une méthode a été développée permettant d'évaluer la capacité de la silice dissoute (DSi) à apporter une information pertinente sur les temps de résidence dans les aquifères (MARÇAIS et al., 2018, Annexe 1). L'avantage de cette méthode est que l'information sur le temps de résidence n'est pas perdue lors de la résurgence des eaux souterraines au contraire des traceurs atmosphériques qui se mettent rapidement à l'équilibre avec l'atmosphère.

1.1.3 Zone de résurgence : exutoire des eaux souterraines

Durant une longue période, les ressources en eaux souterraines et de surface ont été étudiées et gérées séparément. Initié depuis des dizaines d'années (TÓTH, 1999), les eaux souterraines et les eaux de surface ne sont plus définies comme des compartiments isolés du cycle de l'eau, mais bien comme deux composantes interconnectées (FLECKENSTEIN et al., 2010 ; SOPHOCLEOUS, 2002 ; WINTER, 1999 ; WOESSNER, 2000). Des études sur les effets de l'une des deux composantes sur l'autre, que ce soit qualitativement ou quantitativement, ont été réalisées (WINTER, 1995) dans l'optique de développer de nombreuses méthodes de mesure (KALBUS et al., 2006 ; MOUHRI et al., 2012) permettant de quantifier ces interactions.

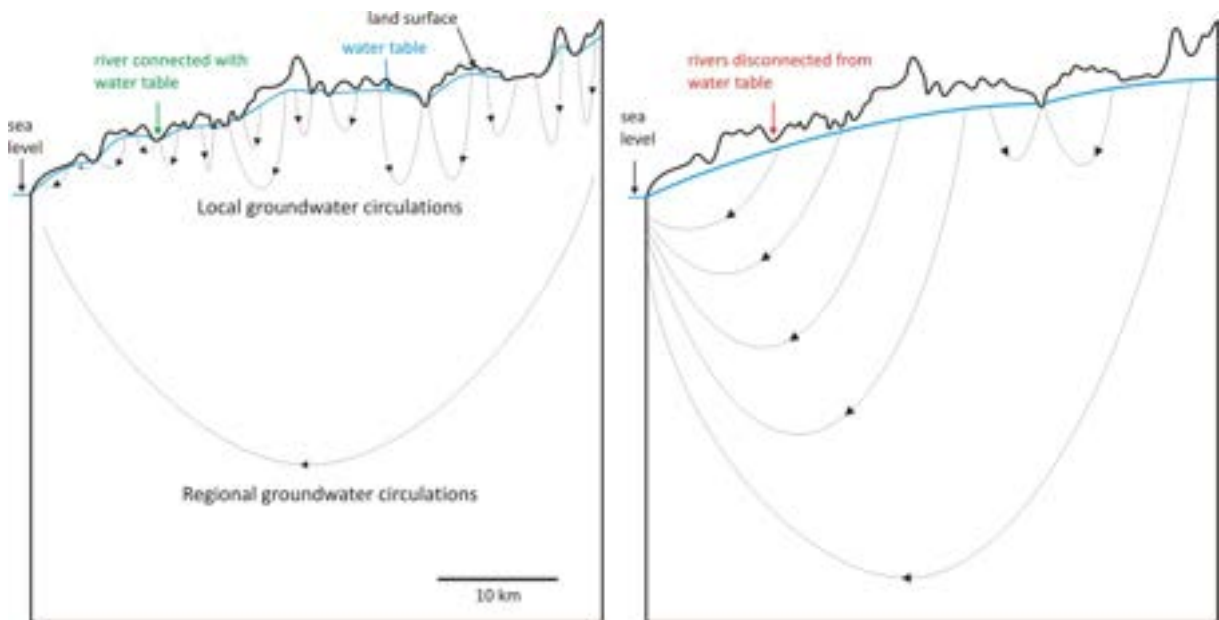


FIGURE 1.5 – Représentation des lignes de flux dans deux contextes de recharge différents avec une forte recharge (à gauche) et une faible recharge (à droite). D'après GODERNIAUX et al., 2013.

Dans le cas d'aquifères peu profonds sous l'effet des climats tempérés et humides, l'interaction entre les eaux souterraines et les cours d'eau est très forte. Dans ce contexte, la nappe phréatique reste proche de la topographie, croisant la surface dans les vallées où des zones saturées étendues se forment (LEIBOWITZ et al., 2018 ; PEDERSON, 2001). La densité de drainage est alors liée à la lithologie par sa capacité à transférer les précipitations sous forme de ruissèlement rapide ou à les stocker sous forme d'eaux souterraines (DAY, 1980 ; DIETRICH et DUNNE, 1993 ; GODSEY et KIRCHNER, 2014 ; LOVILL et al., 2018 ; LUIJENDIJK, 2022 ; LUO et al., 2016 ; PRANCEVIC et KIRCHNER, 2019). Au premier ordre,

les lithologies très perméables auront tendance à favoriser l'infiltration. L'étendue spatiale du réseau de cours d'eau, sa ramification (DEVAUCHELLE et al., 2012; de VRIES, 1994; STRAHLER, 1964) et les débits sont alors contrôlés par le rapport entre la perméabilité du sous-sol et la recharge de l'aquifère (BRESCHIANI et al., 2016; GLEESON et MANNING, 2008; GODERNIAUX et al., 2013; HAITJEMA et MITCHELL-BRUKER, 2005). Dans cette configuration, les cours d'eau constituent la zone de résurgence des eaux souterraines, et donc leur exutoire. En considérant ce rapport perméabilité/recharge faible, l'étendue spatiale du réseau de cours d'eau est plus important et le nombre de zones de résurgence est plus dense. Les lignes de flux sont alors plus courtes, car les potentiels exutoires sont plus rapprochés (Figure 1.5). Dans le cas inverse (c'est-à-dire avec un rapport fort), les zones de résurgence se raréfient et l'eau souterraine doit parcourir une plus grande distance pour trouver leur exutoire. La forte pression anthropique exercée sur les eaux de surface comme les eaux souterraines, vient bousculer l'organisation de ces résurgences d'eaux souterraines entraînant des potentiels problèmes de disponibilité, de qualité de la ressource en eau (DE MARSILY, 2009). Associées au changement climatique, les résurgences d'eaux souterraines sont destinées à évoluer affectant inévitablement l'organisation des circulations souterraines.

1.2 Enjeux du changement climatique

1.2.1 Processus et état actuel

Le lien entre le changement climatique et les activités anthropiques est clairement établi par la communauté scientifique (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC, 2014). Pour bien comprendre la responsabilité des activités humaines dans ce phénomène, il faut d'abord s'intéresser à un mécanisme parfaitement naturel : l'effet de serre. Lorsque la terre est éclairée par le Soleil, sa surface émet vers l'espace une partie du rayonnement qu'elle reçoit. Les gaz à effet de serre, comme le dioxyde de carbone CO_2 , le méthane CH_4 ou le protoxyde d'azote N_2O retiennent une partie de ce rayonnement réfléchi par la Terre ce qui contribue à la réchauffer. C'est justement ce mécanisme que les activités anthropiques ont augmenté rapidement depuis deux siècles. Depuis la révolution industrielle, les activités humaines émettent de grandes quantités de gaz à effet de serre, principalement du dioxyde de carbone CO_2 et du méthane CH_4 . Ces gaz s'accumulent dans l'atmosphère et atteignent désormais des niveaux plus élevés que ceux des derniers millions d'années.

Pour le CO_2 , par exemple, sa concentration est passée de 270 parties par million à la fin du 19^{ème} siècle à près de 400 parties par million aujourd'hui (Figure 1.6). C'est la concentration la plus forte depuis 800 000 ans au moins. Les conséquences sont dramatiques et se ressentent déjà. D'abord, la température moyenne terrestre a déjà augmenté de 0,8 °C depuis la fin du 19^{ème} siècle jusqu'à approcher 1,5°C en 2019 (HOEGH-GULDBERG et al., 2018) et les épisodes caniculaires sont plus fréquents (RAHMSTORF et COUMOU, 2011). Ensuite, le niveau des mers augmente, les glaciers d'altitude fondent, reculent et disparaissent en raison l'augmentation des températures. Les grandes calottes polaires du Groenland et de l'Antarctique perdent leur glace dans l'océan et contribuent à élever le niveau de la mer. Le taux moyen d'élévation de l'océan est aujourd'hui d'environ 3,3 mm par an. Ce taux déjà monté d'une vingtaine de centimètres en un siècle, devrait s'accroître à mesure que les émissions se poursuivent. Le troisième élément directement touché par le réchauffement climatique sont les précipitations. Dans les latitudes moyennes et hautes de l'hémisphère nord, davantage de pluies sont attendues. Dans toutes les régions déjà arides, des sécheresses plus longues et plus fréquentes sont à prévoir, ainsi qu'une réduction du débit des fleuves.



FIGURE 1.6 – Évolution des anomalies de la température moyenne mondiale en surface (en haut) et des concentrations moyennes mondiales en gaz à effet de serre (en bas) depuis les années 1850. D'après IPCC, 2014.

1.2.2 Scénarios climatiques

Les prédictions climatiques sont réalisées selon quatre scénarios RCP (pour Representative Concentration Pathway). Ils sont nommés d'après la gamme de forçage radiatif ainsi obtenue pour l'année 2100 : le scénario RCP2.6 correspond à un forçage de $+2,6 \text{ W/m}^2$, le scénario RCP4.5 à $+4,5 \text{ W/m}^2$, et de même pour les scénarios RCP 6.0 et RCP8.5 :

- RCP2.6 : trajectoire très stricte. Les émissions commencent à diminuer en 2020 et deviennent nulles en 2100.
- RCP4.5 : trajectoire intermédiaire. Les émissions atteignent un pic vers 2040, puis diminuent.
- RCP6.0 : les émissions culminent vers 2080, puis diminuent.
- RCP8.5 : les émissions continuent d'augmenter tout au long du 21^{ème} siècle.

Le dernier rapport publié par l'IPCC (2014) montre que les océans pourraient s'élever dans le pire des scénarios d'un mètre d'ici à 2100 (Figure 1.7). Le nouveau rapport de l'IPCC en cours de publication (MASSON-DELMOTTE et al., in press) inclut un processus d'instabilité de la calotte glaciaire. La prise en compte de ce nouveau processus, avec une faible probabilité mais un impact élevé, pourrait doubler cette évolution pour atteindre une augmentation globale de deux mètres d'ici à 2100. Dans l'ensemble des scénarios, les océans vont continuer de se réchauffer et de s'acidifier et le niveau moyen de la mer de s'élever.

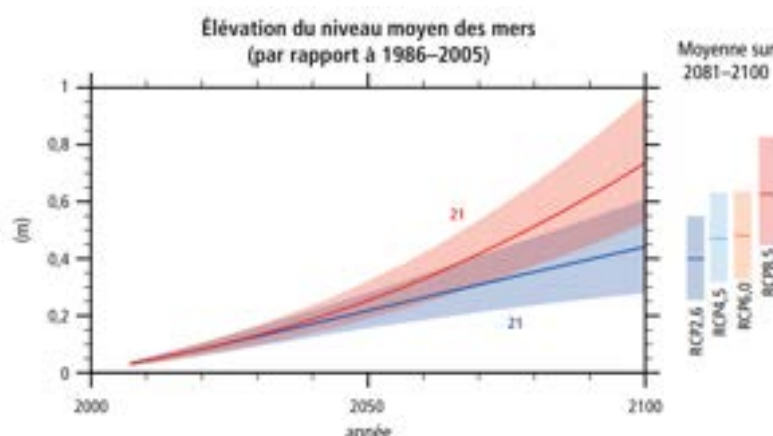


FIGURE 1.7 – Évolution de l'élévation du niveau moyen des mers entre 2006 et 2100, déterminés par des simulations multimodèles, par rapport à la période 1986–2005. Les séries chronologiques des projections et une mesure de l'incertitude (parties ombrées) sont présentées pour les scénarios RCP2.6 (en bleu) et RCP8.5 (en rouge). Les moyennes et incertitudes associées sur la période 2081-2100 sont fournies pour tous les scénarios RCP sous forme de bandes verticales de couleur à la droite des deux panneaux. Le nombre de modèles CMIP5 (cinquième phase du projet de comparaison de modèles couplés) utilisés pour calculer la moyenne multimodèle est indiqué. D'après IPCC, 2014.

Compte tenu de la mise en évidence récente de tendances à la hausse des épisodes de précipitations et d'écoulements extrêmes dans certains bassins versants, les risques d'inondations augmenteraient à l'échelle régionale (IPCC, 2014). Les projections réalisées au cours du 21^{ème} siècle sur la base de tous les scénarios d'émissions considérés indiquent une augmentation de la température de surface affectant les processus du cycle hydrologique (Figure 1.8). Il est très probable que la fréquence et la durée des vagues de chaleur augmenteront et que les précipitations extrêmes vont devenir plus intenses et plus fréquentes dans de nombreuses régions.

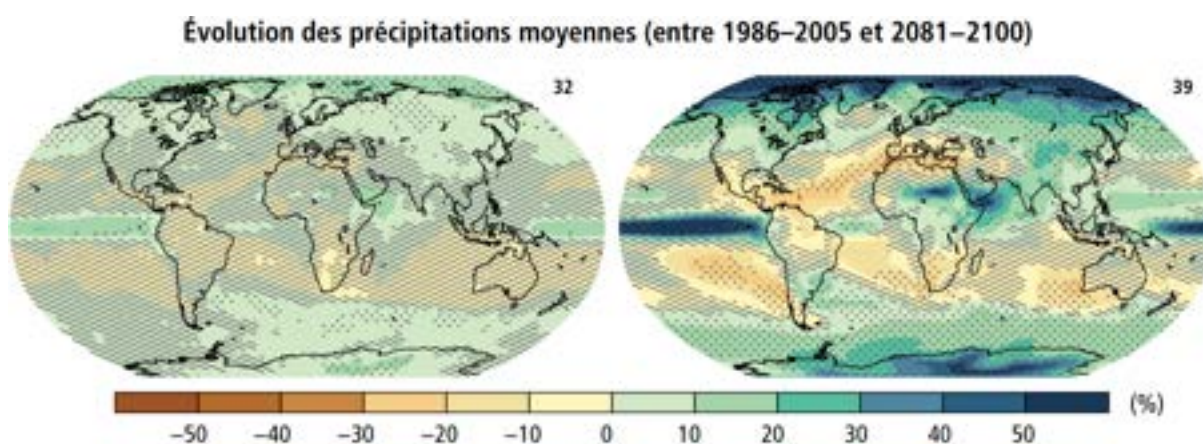


FIGURE 1.8 – Évolution des précipitations moyennes fondées sur des projections multimodèles moyennes pour la période 2081–2100 par rapport à la période 1986–2005, selon les scénarios RCP2.6 (à gauche) et RCP8.5 (à droite). Le nombre de modèles utilisés pour calculer la moyenne multimodèle figure dans l'angle supérieur droit de chaque image. D'après IPCC, 2014.

1.3 Inondations côtières par les eaux souterraines

Les données des derniers rapports de l'IPCC sur l'impact du changement climatique soulignent la nécessité d'agir pour réduire les impacts de l'élévation du niveau de la mer (IPCC, 2014; MASSON-DELMOTTE et al., in press). Comme montré précédemment, le niveau moyen mondial de la mer pourrait augmenter de 0,18 à 0,48 m d'ici au milieu du siècle et de 0,5 à 2 m d'ici à la fin du siècle (COUNCIL, 2012; RIGNOT et al., 2011). Outre l'inondation marine, les zones côtières de faible altitude peuvent également être vulnérables aux inondations par les eaux souterraines. Ce phénomène, largement méconnu, correspond à des inondations localisées de la plaine côtière due à une élévation de la nappe phréatique corrélée à l'augmentation du niveau de la mer. Les régions côtières à faible élévation, à fortes activités économiques et densité de population, sont les plus

exposées aux inondations marines. Les estimations mondiales montrent que plus de 20 millions de personnes vivent en dessous du niveau des hautes marées et que plus de 200 millions de personnes sont vulnérables aux inondations lors des niveaux extrêmes de la mer (NICHOLLS, 2011). Les zones dont le littoral est plus élevé que l'arrière-pays sont relativement protégées contre les inondations marines. Cependant, l'inondation par les eaux souterraines est un risque supplémentaire auquel sont confrontées les plaines côtières avant que les submersions marines ne se produisent (Figure 1.9).

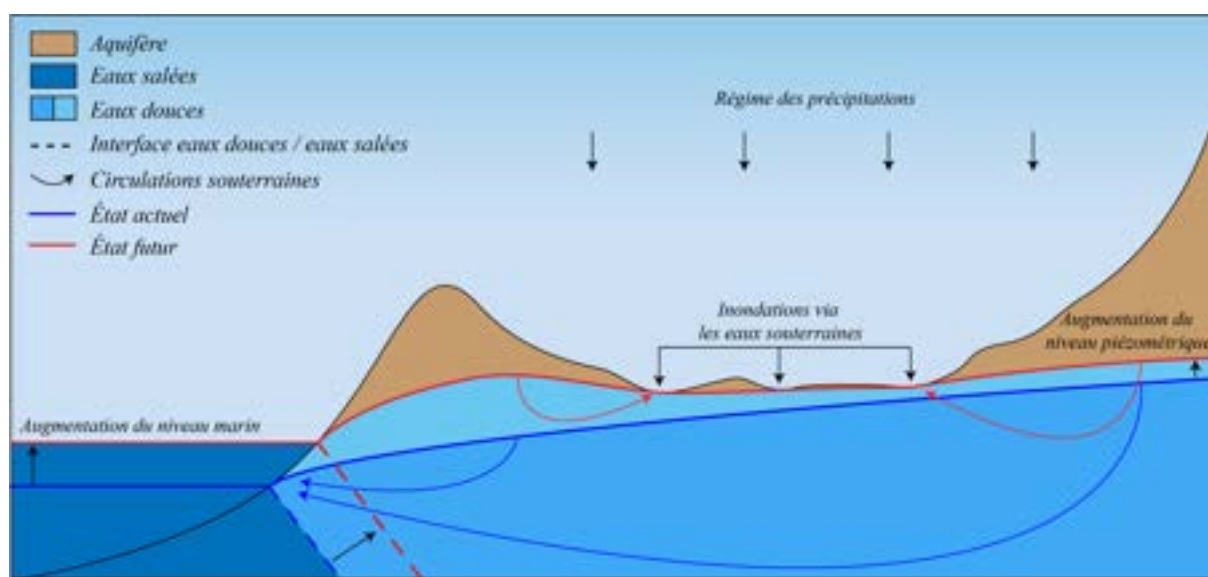


FIGURE 1.9 – Diagramme conceptuel de l'évolution de la nappe phréatique et des inondations via les eaux souterraines dans un aquifère côtier. Modifié d'après ROTZOLL et FLETCHER, 2013.

Le niveau de la nappe phréatique dans les aquifères en contact direct avec la surface se situe généralement au-dessus du niveau moyen de la mer (GLOVER, 1959). Il fluctue en fonction des marées quotidiennes (et d'autres sources d'énergie océanique de basse fréquence) et les amplitudes de ces variations diminuent de façon exponentielle avec la distance au littoral (NIELSEN, 1990 ; ROTZOLL et EL-KADI, 2008). L'élévation du niveau de la mer attendue combinée aux flux d'eaux souterraines continentaux, vont générer une élévation du niveau de la nappe phréatique (BJERKLIE et al., 2012) et une résurgence de cette dernière sur la surface terrestre. Ces résurgences vont étendre les zones humides existantes ou créer de nouvelles zones. Le drainage de surface et la saturation du sol seront modifiés et provoqueront l'inondation des terres en fonction de la topographie locale. Les inondations seront particulièrement intenses en saison hivernale lorsque la marée haute coïncidera avec des événements pluvieux. L'élévation du niveau des eaux souterraines

pourrait causer des problèmes à long terme liés à la gestion de l'eau (salinisation des aquifères) et aux infrastructures (réseaux), aux activités et aux habitations dans les zones côtières, qui pourraient être coûteux à prévenir ou à réhabiliter (NICHOLLS, 1995). Ainsi, le risque d'inondation par les eaux souterraines nécessite une évaluation avancée avec des mécanismes et des stratégies d'adaptation potentielles. Ce travail de thèse se concentre sur la côte ouest de la Manche, en Normandie. Le problème étant transposable à un grand nombre de régions côtières de faible altitude où la nappe phréatique est proche de la surface. Plusieurs études de sites traitant de cet aléa ont déjà été réalisées : à l'échelle mondiale (MICHAEL et al., 2013), aux Pays-Bas (OUDE ESSINK et al., 2010), en Pologne (PAPROTNY et TEREFENKO, 2017) ou encore à Hawaï (HABEL et al., 2017 ; ROTZOLL et FLETCHER, 2013).

Dans un aquifère côtier, les écoulements souterrains sont fortement contraints par l'interface entre les eaux douces et les eaux salées. Cette interface est le processus par lequel les aquifères côtiers sont connectés à l'eau de mer. L'eau de mer étant plus dense que l'eau douce, s'écoule dans le sous-sol continental en se mêlant aux réserves d'eau douce. L'intrusion saline se produit lorsque l'eau salée est introduite de la mer dans les aquifères côtiers. Cela se produit si le niveau d'eau douce de la nappe phréatique est réduit par pompage, par exemple, ou si le niveau moyen de la mer augmente. L'expression mathématique donnant l'interface eau douce / eau salée au 1^{er} ordre est connue sous le nom de solution de Ghyben-Herzberg (GHYBEN, 1888 ; HERZBERG, 1901) qui repose sur l'équilibre des pressions exercées par l'eau douce et salée. l'équation de la profondeur z de l'interface eaux douces/eaux salées peut être simplifiée à : $z = 40 h$. h est la cote piézométrique au-dessus du niveau marin moyen. L'intrusion de l'eau saline a des effets indésirables : les aquifères sont rendues inutilisables en raison de la forte salinité. La présence de cette interface fait converger l'ensemble des flux souterrains à un unique exutoire (GLOVER, 1959). L'interface évolue de la même façon que le niveau piézométrique avec l'augmentation du niveau marin.

1.4 Propriétés hydrodynamiques & modélisation des processus

Précédemment, nous avons mis en évidence comment les circulations souterraines pouvaient être affectées par les zones de résurgence des eaux souterraines. Ces dernières sont contrôlées directement par les niveaux piézométriques qui intersectent la surface topo-

graphique. Les niveaux piézométriques dépendent des propriétés hydrodynamiques du sous-sol et la quantité d'eau qui s'infiltre dans l'aquifère. Dans cette sous-section, nous présenterons ces propriétés hydrodynamiques et comment elles peuvent être utilisées à travers des outils de modélisation, pour représenter les processus mis en jeu.

1.4.1 Propriétés hydrodynamiques

Les aquifères constitués de sols et de roches contiennent naturellement un pourcentage d'espace vide qui peut être occupé par les eaux souterraines. Cette caractéristique est décrite par la porosité n [-] du milieu et s'exprime quantitativement comme le rapport entre volume des pores et le volume total de l'aquifère. Cette propriété est sans dimension. Elle est équivalente à la teneur en eau lorsque le milieu est saturé dans le cas d'aquifère confiné par exemple. Les milieux naturels présentent plusieurs types de porosité (pores, fissures, réseaux karstiques) en fonction du contexte géologique (Figure 1.10).

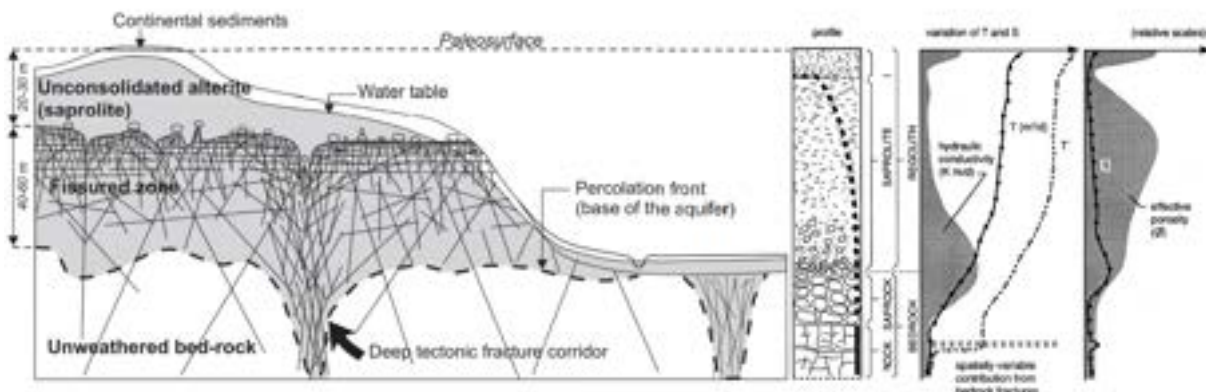


FIGURE 1.10 – À gauche : Schématisation de la succession de zones altérées en Bretagne d'après WYNS et al., 2004. À droite : Illustration de l'hétérogénéité d'un profil de sol dans les aquifères de socle et des variations des propriétés hydrodynamiques d'après CHILTON et FOSTER, 1995.

L'eau disponible dans ces pores ne contribue pas dans sa totalité à l'écoulement souterrain. En effet, une partie subit des forces d'attraction moléculaire par la matrice solide qui la rend immobile. De plus, les pores ne sont pas forcément interconnectés entre eux limitant davantage les écoulements souterrains. La porosité effective n_e [-] est définie comme le rapport du volume d'eau qui peut circuler par rapport au volume total. La pression exercée par la charge hydraulique comprimant le milieu ainsi que les forces capillaires, modifient aussi la capacité de stockage des aquifères confinés. Le coefficient d'emménagement spécifique S_s [-] représente le couplage hydro-mécanique pour un milieu poreux compressible

ainsi que son équivalent intégré à la profondeur e [L], le coefficient d'emménagement $S = S_s e$ [-]. Dans un aquifère non confiné, les effets de pression sont négligeables, une porosité de drainage $S = S_y$ [-] indique la quantité d'eau libérée par gravité en raison du drainage dû à l'abaissement de la nappe phréatique. La porosité de drainage est inférieure ou égale à la porosité efficace. L'ensemble de ces propriétés de stockage sont comprises entre 0 et 1.

La circulation de l'eau au travers d'un milieu poreux est contrôlée par sa perméabilité et le gradient de charge, selon la loi de Darcy en une dimension (DUPUIT, 1863) :

$$q = -K h \frac{dh}{dx} \quad (1.1)$$

où q [$L^3 T^{-1}$] est le débit s'écoulant à travers un milieu poreux, K [$L T^{-1}$] est la conductivité hydraulique de l'aquifère, h [L] est la charge hydraulique et $\frac{dh}{dx}$ est le gradient de charge. Les circulations d'eau dans un aquifère ne dépendent pas seulement de la conductivité hydraulique K et du gradient de charge, mais également de son épaisseur e [L]. Le paramètre qui décrit le mieux les possibilités d'écoulements horizontaux dans un aquifère est la transmissivité T [$L^2 T^{-1}$]. La figure 1.10 montre que la conductivité hydraulique K peut être très variable avec la profondeur. La transmissivité s'exprime alors de la façon suivante :

$$T = \int K dz \quad (1.2)$$

Dans le cas d'un aquifère avec une conductivité hydraulique K homogène et une épaisseur constante, la relation se simplifie en $T = Ke$. La diffusivité hydraulique D [$L^2 T^{-1}$] est le rapport de la transmissivité T sur le coefficient d'emménagement S . Elle caractérise la vitesse de réaction d'un aquifère face à une perturbation et contrôle le transfert de pression :

$$D = \frac{Ke}{S} \quad (1.3)$$

1.4.2 Modélisation des processus

La modélisation est la représentation d'un système par un autre simplifié et plus facile à appréhender (ANDERSON et al., 2015). Le modèle peut être soit numérique soit analytique. La modélisation analytique consiste à reproduire un système simple qui peut être résolu mathématiquement à l'aide d'hypothèses et de simplifications. Dans ce travail, des modèles analytiques seront utilisés pour l'écoulement (BRESCHIANI et al., 2014 ; DUPUIT, 1863 ;

FETTER, 2000 ; NIELSEN, 1990) et pour le transport (CHESNAUX et al., 2005 ; LERAY et al., 2019). La modélisation numérique permet d’aborder des systèmes plus complexes caractérisés par un ensemble de fonctions mathématiques décrivant les phénomènes et processus. En modifiant les variables d’entrée du modèle, l’évolution du système peut être prédit.

Comme décrit dans les sections précédentes, l’étude de l’évolution des résurgences souterraines et de leur impact sur l’organisation des flux souterrains nécessite de considérer plusieurs processus. Afin de répondre à ce besoin, des modèles numériques sont utilisés pour résoudre l’écoulement et le transport : Modflow (HARBAUGH, 2005 ; NISWONGER et al., 2011) et Modpath (POLLOCK, 2016). Le modèle calcule l’évolution de variables inconnues, les sorties, en fonction de données d’entrées connues et des propriétés hydrodynamiques du système. La modélisation consiste en une résolution des équations gouvernant les processus (ici écoulement et transport) à l’échelle d’un domaine, limitées par des conditions limites. Deux types de modèle numérique sont dissociés : permanent et transitoire. Le modèle permanent représente un état stable tandis que le modèle transitoire représente l’évolution d’un système qui n’a pas encore atteint un état stable. Les modèles transitoires nécessitent un état initial. Dans ce travail, l’état initial sera l’état permanent. Le logiciel Modflow représente le mouvement tridimensionnel de l’eau souterraine à travers un milieu poreux par l’équation aux dérivées partielles suivante :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) + W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1.4)$$

où K_{xx} , K_{yy} et K_{zz} sont les valeurs de la conductivité hydraulique le long des axes de coordonnées x , y et z ; h est la charge hydraulique $[L]$; W représente les sources et/ou les pompes et t est le temps $[T]$. L’algorithme de suivi des particules utilisé par le logiciel Modpath peut être mis en œuvre pour des écoulements en régime permanent ou transitoire. L’équation différentielle partielle décrivant la conservation de la masse dans un système d’écoulement souterrain tridimensionnel en régime permanent peut être exprimée de la façon suivante :

$$\frac{\partial}{\partial x} (nv_x) + \frac{\partial}{\partial y} (nv_y) + \frac{\partial}{\partial z} (nv_z) = W \quad (1.5)$$

où v_x , v_y , et v_z sont les composantes principales du vecteur de vitesse de l’eau souterraine, n est la porosité. Les processus symbolisés par W sont représentés par des conditions limites. Le niveau de la mer sera représenté par une condition limite à charge imposée.

Les résurgences d'eaux souterraines ou les systèmes de drainage peuvent être intégrés au modèle hydrogéologique par deux types de conditions limites : par une charge hydraulique imposée ou par un modèle à conductance. La première condition limite (charge hydraulique imposée) nécessite de connaître en amont les mailles de notre modèle sur lesquels se situent les cours d'eau/résurgences pour appliquer sur celles-ci une charge hydraulique fixe. La seconde condition limite est plus souple et n'impose pas directement de charge hydraulique au niveau piézométrique. La condition limite est activée et autorise des échanges de flux lorsque le niveau piézométrique est supérieur au niveau topographique.

En résumé, les simulations numériques nécessitent un maillage pour spécifier la résolution spatiale du modèle, des propriétés hydrodynamiques appliquées à chaque maille du modèle, des conditions limites pour cadrer la résolution du problème, d'une condition initiale pour définir le niveau piézométrique en début de la simulation, des forçages (la recharge de l'aquifère) qui feront varier le niveau piézométrique et du temps de calcul en fonction de la période et du niveau de résolution du modèle.

CHAPITRE 2

APPROCHE PROPOSÉE

2.1	Motivations	20
2.2	Organisation du projet	21
2.3	Méthodologie	22
2.4	Structure du document	22

territoriales (CC Granville Terre & Mer, CC Coutances Mer et Bocage, CA le Cotentin, CC de la Baie du Cotentin, Commune de Carentan les Marais, SDeau50 et CA Caen la mer) ont souhaité acquérir des informations à caractère méthodologique sur l'impact qu'aura le changement climatique sur les écoulements souterrains dans la bande côtière. Dans le cadre du projet RIVAGES normands 2100, l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Rennes (OSUR - Laboratoire Géosciences Rennes Univ Rennes 1 - CNRS) a été sollicité pour la réalisation d'un projet de recherche visant à identifier les facteurs de contrôle qui interviennent dans la genèse de l'aléa hydrologique, afin de prévoir l'évolution future de ce dernier.

2.2 Organisation du projet

Le projet RIVAGES Normands 2100 a pour objectif final de proposer des stratégies réalistes d'adaptation des activités socio-économiques sur le littoral pour répondre aux impacts du changement climatique relatif à l'aléa d'inondations par montée de nappe. Il est structuré à travers quatre volets :

- Le volet hydrologique a pour objectif de modéliser le fonctionnement hydrologique d'un aquifère côtier pour y établir l'impact des changements climatiques sur les inondations par résurgence de nappe phréatique.
- Le volet régionalisation a pour objectif d'appliquer la méthodologie et l'ensemble des connaissances obtenues dans le volet précédent à l'ensemble des sites côtiers pour quantifier le risque de résurgence de nappe à l'échelle régionale.
- Le volet socio-économique visera à déterminer les ressorts de la mise en place d'une action politique publique sur ces territoires dans le cadre de la transition sociale et environnementale à laquelle ces territoires vont devoir faire face. L'objectif est de coupler et d'utiliser les simulations des modèles hydrologiques comme support à une analyse socio-économique.
- Le volet stratégies d'adaptation, à partir du couplage de la modélisation hydrologique et des études socio-économiques, va permettre de comprendre quelles sont les étapes clés dans les efforts à porter sur ces territoires en termes de protection, délocalisation.

La thèse s'inscrit principalement dans le premier volet du projet RIVAGES normands 2100 et propose plusieurs outils qui faciliteront la réalisation des volets suivants. Elle s'articule globalement entre de la modélisation conceptuelle et de la modélisation de site

à l'échelle du bassin versant côtier. La première met en évidence les processus hydrologiques qui interviennent dans cet aléa d'inondations par résurgence de nappe phréatique. Tandis que la seconde, à l'aide des données disponibles, réalise l'estimation des propriétés hydrodynamiques et de la contribution des facteurs de contrôle de cet aléa en modifiant les paramètres d'entrée des modèles hydrogéologiques.

2.3 Méthodologie

Le contexte scientifique cible plusieurs facteurs de contrôle contribuant et nécessaires à la genèse des inondations par résurgence des eaux souterraines :

- l'élévation topographique des zones à risque proche du niveau marin moyen ;
- l'augmentation du niveau moyen marin et des marées ;
- la quantité de flux souterrains continentaux dans les zones à risque ;
- l'évolution de régime des précipitations avec des événements de plus en plus extrêmes et récurrents ;
- la capacité du milieu souterrain à stocker (propriétés hydrodynamiques et forme de l'aquifère) la recharge qu'il reçoit ;
- la capacité du milieu à évacuer les résurgences d'eaux souterraines vers les réseaux hydrologiques de surface.

L'objectif dans cette thèse est d'étudier les principaux facteurs de contrôle, de façon isolée à l'aide de modèles simples (analytiques). Cela permettra d'appréhender leur part de contribution aux inondations par résurgence de nappe phréatique. Et, d'étudier ensuite ces facteurs de façon combinée au travers de modèle numérique à l'échelle du bassin-versant. Outre la caractérisation des résurgences d'eaux souterraines et leur évolution en lien avec le changement climatique, les systèmes aquifères seront étudiés plus en profondeur au travers de leurs circulations souterraines. L'évolution des résurgences affectera forcément ces circulations souterraines qui seront représentées et étudiées via les distributions des temps de résidence dans l'aquifère.

2.4 Structure du document

La suite de ce document est divisée en cinq chapitres :

- Chapitre 3 : Contexte, site d'étude et outil de modélisation ;
- Chapitre 4 : Modélisations conceptuelles des variations piézométriques ;

- Chapitre 5 : Modélisations conceptuelles des temps de résidence des eaux souterraines ;
- Chapitre 6 : Estimation des propriétés hydrodynamiques des modèles hydrogéologiques ;
- Chapitre 7 : Impact des changements climatiques sur les niveaux et les circulations des eaux souterraines.

Le chapitre 3 vise à introduire dans quel contexte de site les inondations se produisent, à présenter le site que nous étudierons dans ce document et à présenter un outil de modélisation facilement déployable à l'échelle régionale développé au cours de ces trois années de thèse. Le chapitre 4 met en évidence à partir de modèles analytiques, comment les variations piézométriques et les résurgences d'eaux souterraines vont évoluer avec le changement climatique. Le chapitre 5 propose d'étudier la distribution des circulations souterraines à l'échelle d'un versant 2D et 3D sous l'effet d'une modification des zones de résurgence. Le chapitre 6 propose de calibrer les modèles numériques à partir des données de terrain à l'aide de méthodes classiques (à partir des données piézométriques) et innovantes (à partir du réseau hydrographique). Le chapitre 7 propose d'étudier l'impact des facteurs de contrôle en lien avec le changement climatique au travers d'un modèle numérique 3D à l'échelle d'un bassin versant.

CHAPITRE 3

CONTEXTE, SITE D'ÉTUDE ET OUTIL DE MODÉLISATION

3.1	Contexte normand	26
3.1.1	Contexte général	26
3.1.2	Contexte géologique	27
3.1.3	Contexte côtier	28
3.2	Site d'étude et données disponibles	29
3.2.1	Agon-Coutainville	29
3.2.2	Données nécessaires aux modèles hydrogéologiques	30
3.2.3	Données utiles à l'estimation des propriétés hydrodynamiques	35
3.3	Outil de modélisation	37
3.3.1	Introduction	37
3.3.2	Article scientifique : HydroModPy : A Python toolkit to automatically develop surface-constrained groundwater flow at the watershed scale from multi-source data.	37

3.1 Contexte normand

3.1.1 Contexte général

La topographie montre une importante superficie avec des altitudes inférieures à 20 m (Figure 3.1). Deux zones sont clairement visibles : la baie du Cotentin, la baie de l'Orne. Ces zones sont caractérisées par des faibles altitudes et reliefs ne facilitant pas les écoulements de surface. Ces zones sont très vulnérables aux inondations puisque d'une part, les zones drainées sont vastes et génèrent un flux à l'exutoire important. D'autre part, l'influence de la mer à l'exutoire ne facilite pas la vidange des systèmes. L'influence de la mer a été en partie gérée par la mise en place de portes à flot limitant l'intrusion de la mer via le réseau hydrographique. Ces portes ont pour objectifs de s'ouvrir en période de basse mer permettant la vidange des systèmes et de se fermer en période de haute mer bloquant l'intrusion de la mer dans le réseau hydrologique.

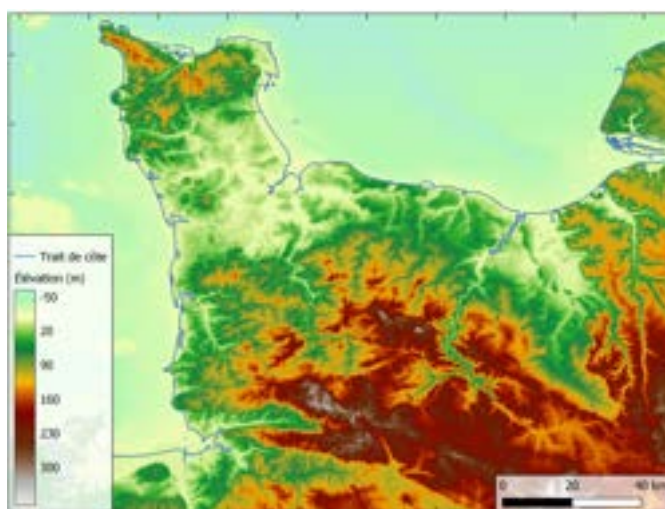


FIGURE 3.1 – Modèle Numérique de Terrain représentant l'élévation topographique de la Basse-Normandie à une résolution de 75 m. D'après IGN, 2018.

Les zones proches du trait de côte sur une bande de quelques kilomètres, localisées sur la partie ouest et au nord de la baie du Cotentin et de l'Orne, sont aussi caractérisées par de faibles élévations et reliefs. Ces territoires ont une importante activité agricole de type maraîchère et permettent le pâturage. Une augmentation de la saturation en eau des sols engendre l'incapacité d'utiliser ces territoires. De plus, ces inondations peuvent impacter les infrastructures urbaines et avoir une répercussion non négligeable sur les activités socio-économiques.

3.1.2 Contexte géologique

La partie ouest de la Normandie se situe à la frontière de deux grandes entités géologiques de la France : le Massif armoricain à l'ouest, au paysage accidenté, et le Bassin de Paris à l'est, au paysage de plaines et de plateaux (Figure 3.2).

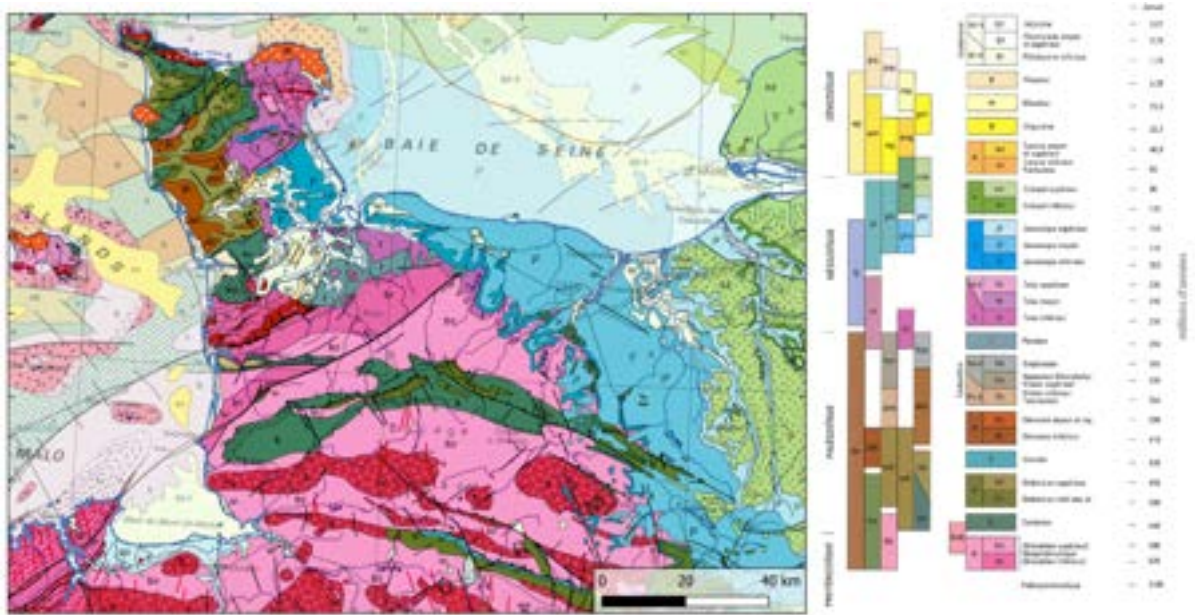


FIGURE 3.2 – Zoom sur la partie ouest de la Normandie de la carte géologique au 1/1 000 000ème de la France. D'après BRGM, 2006.

Le sous-sol du Massif armoricain est constitué d'entités géologiques anciennes (pré-cambriens et paléozoïques) ; celui du Bassin de Paris comporte des entités plus jeunes (mésozoïques et cénozoïques). L'histoire géologique du Briovérien (précambriens) se déroule entre 650 et 542 millions d'années et appartient au Protérozoïque terminal. Vers 540 millions d'années, une phase de contraction tectonique provoque la surrection de la chaîne cadomienne qui se manifeste par la discordance du cambrien (*k* : zones vertes) sur les couches du briovérien (*b* : zones roses). Des plis se forment et des granites se mettent en place (3 : zones rouges). Sur cette chaîne cadomienne érodée se sont déposées, en milieu continental puis marin, plusieurs milliers de mètres (3 500 à 5 000 m) de séries sédimentaires schisteuses, carbonatées et surtout gréseuses (*o* : zones vertes claires, *d* : zones marrons). Il y a 2,5 millions d'années, la Basse-Normandie a connu un premier grand refroidissement climatique qui amorça une importante régression marine qui assécha la mer de la Manche. Le Pléistocène se caractérise par des alternances de périodes froides (glaciaires) et plus tempérées (interglaciaires). Pendant les périodes froides, des coulées

(heads) et des limons éoliens (loess) (q : zones blanches) se déposent dans un environnement climatique périglaciaire. La variation du niveau de la mer, couplée au relèvement lent des plateaux a provoqué un étagement des terrasses alluviales construisant petit à petit un cordon dunaire sur la côte.

3.1.3 Contexte côtier

À l'ouest, une majeure partie du linéaire côtier est caractérisée par la présence d'un cordon dunaire actuel, d'un cordon dunaire fossile, plaqué contre la paléofalaise (substrat) principalement constituée de schistes et grès briovériens (Figure 3.3). À l'est, des configurations similaires de cordon dunaire sont observées sur un substratum calcaire au niveau de la baie du Cotentin et de l'Orne. Les cordons dunaires actuels ou fossiles, constitués de sables et graviers, reposent sur des colluvions isolés ou en amas. Cette coupe géologique est globalement validée par les logs géologiques disponibles sur la Banque du Sous-Sol et par les piézomètres réalisés dans le cadre du projet RIVAGES normands 2100 (Annexe 2). Le cordon dunaire, surélevé côté mer, s'abaisse vers le continent, protégeant des influences marines les points bas du territoire.

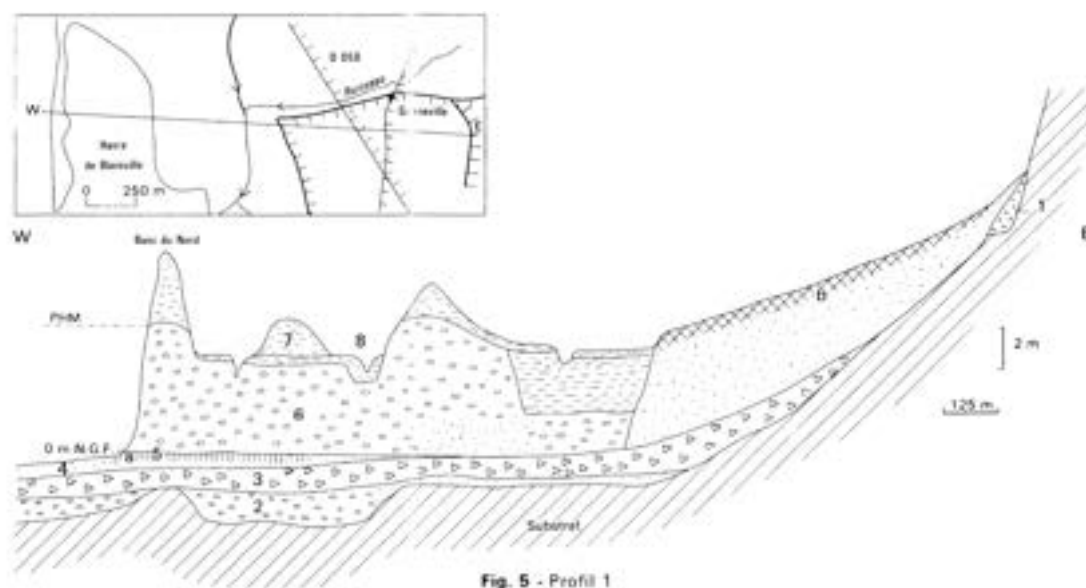


Fig. 5 - Profil 1
1 - sables marins (Mv) anté-saliens, 2 - sables et galets marins de l'Eémien final (Mx) (Sables d'Annoville-Hauteville), 3 - dépôt de solifluxion du Weichsélien ancien, 4 - sables éoliens (Ny) du Weichsélien, 5 - tourbe sableuse (Tourbe d'Hauteville), 6 - sables et galets du cordon flandrien (Mz2), 7 - dunes récentes (Dz3), 8 - tangues récentes (Mz3) et formations saumâtres (FMz2), a - tourbeux ou humifère, b - sol podzolique

FIGURE 3.3 – Coupe topographique et géologique sur la côte ouest du département de la Manche au niveau du Havre de Blainville. D'après DUPRET et al., 1987.

Les parties basses du cordon dunaire actuel et fossile sont humides et s'élèvent dans la

majorité des cas entre les niveaux des Plus Hautes Mers (PHM) et le niveau moyen marin (NM). Les zones humides présentes dans ces parties basses sont régulièrement inondées en hiver. La distance entre le trait de côte et la rupture de pente caractérisée par le substrat peut varier de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres. Le drainage a permis de regagner ces zones sableuses sur la mer pour le développement d'activités agricoles et de zones urbaines. Aujourd'hui, ce drainage ne suffit plus à abaisser suffisamment les niveaux piézométriques en périodes hivernales (Figure 3.4) et la caractérisation de l'évolution de ces inondations par résurgence d'eaux souterraines en lien avec le changement climatique est plus que nécessaire pour définir le futur des activités économiques implantées sur ces zones.



FIGURE 3.4 – Photographies des inondations par résurgence d'eaux souterraines lors de la période hivernale extrême de 2001. À gauche : inondation d'une habitation récente à Saint-Jean-de-la-Rivière. À droite : Vaste inondation de l'hippodrome de Bréville-sur-mer.

3.2 Site d'étude et données disponibles

3.2.1 Agon-Coutainville

Le site d'Agon-Coutainville est situé sur la côte ouest du département de la Manche entre le havre de Regneville et celui de Blainville. Cinq cours d'eau viennent se jeter dans le havre de Blainville (du nord au sud) : la Rivière du Moulin de Gouville, le Ruisseau de Gidron, le Ruisseau du Pont au Blanc et le Ruet Ganne. Quatre d'entre eux ont une circulation majoritairement dans l'axe est-ouest. Le cinquième cours d'eau s'écoule dans l'axe sud-nord. Le site d'étude a été sélectionné puisqu'il recoupe plusieurs types d'informations. La première est la présence d'enjeux sur le territoire avec une forte implantation

urbaine (Commune d'Agon-Coutainville, Blainville-sur-Mer et Gouville-sur-Mer) et avec une activité agricole relativement développée au sud d'Agon-Coutainville. La seconde information est la topographie et la géologie. En effet, c'est un profil de site que l'on retrouve le long du littoral en termes de variations topographiques et types de géologie. Ce site est le territoire de la côte ouest où le nombre d'informations piézométriques est le plus important grâce à la chronique du piézomètre de Gouville-Sur-Mer et aux cinq piézomètres présents sur la commune de Blainville-sur-mer qui ont été implantés dans le cadre des projets H2020 AquaNES et JPI Water (Figure 3.5).

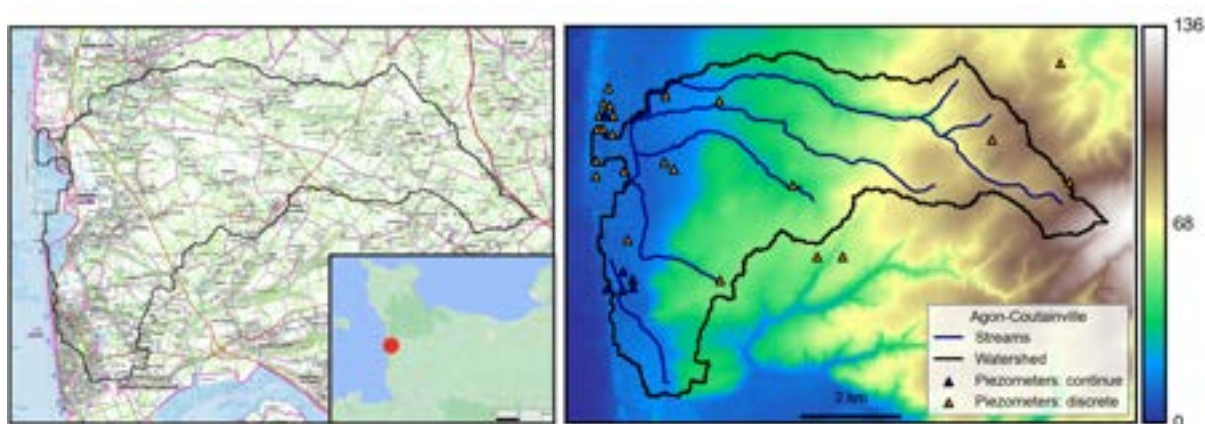


FIGURE 3.5 – Carte IGN (à gauche) et Modèle Numérique de Terrain (à droite) représentant l'élévation [m] du bassin versant (contour noir) d'Agon-Coutainville à une résolution de 75 m (IGN, 2018). Les triangles représentent la localisation où des données piézométriques sont disponibles. Les cours d'eau (lignes bleues) sont issues de la BD TOPAGE (IGN et OFB, 2021).

3.2.2 Données nécessaires aux modèles hydrogéologiques

La modélisation hydrogéologique nécessite des données d'entrée pour d'une part, construire la structure géométrique du modèle et d'autre part, déterminer les forçages qui vont contrôler le calcul numérique des niveaux piézométriques dans le maillage du modèle. Dans cette sous-section, nous présentons l'ensemble des données que nous utilisons pour mettre en œuvre le processus de modélisation sur un site d'étude.

3.2.2.1 Données structurelles

La géométrie d'un modèle de site est en partie contrôlée par la topographie. Nous utilisons un Modèle Numérique de Terrain (MNT) topo-bathymétrique à l'échelle régionale (Figure 3.1) construit à partir d'un MNT fourni par la BD ALTI (IGN, 2018) et des don-

nées bathymétriques fournies par le SHOM (SHOM, 2015). Les analyses et traitements SIG ont été réalisés avec *WhiteBoxTools* (WBT) (LINDSAY, 2016) afin d'extraire le bassin versant à modéliser. Le bassin versant est extrait à partir des coordonnées d'un exutoire. Le bassin versant est identifié comme toutes les cellules en amont d'un exutoire, qui sont reliées par un chemin d'écoulement. Tout d'abord, le MNT brut est corrigé en remplissant toutes les dépressions et en supprimant les zones plates (*WBT.FillDepressions*). L'emplacement de l'exutoire peut être déplacé (*WBT.SnapPourPoints*) à l'emplacement coïncidant avec la valeur d'accumulation de débit la plus élevée (*WBT.D8FlowAccumulation*) dans une distance maximale spécifiée préalablement. Ce traitement permet de déplacer l'exutoire sur la maille où la rivière s'écoule. En fonction de la qualité du MNT et de sa résolution, c'est une étape obligatoire pour s'assurer de l'extraction exacte du bassin versant amont. Un raster de direction de flux (*WBT.D8Pointer*) est exploité pour finalement extraire le bassin versant (*WBT.Watershed*, Figure 3.5).

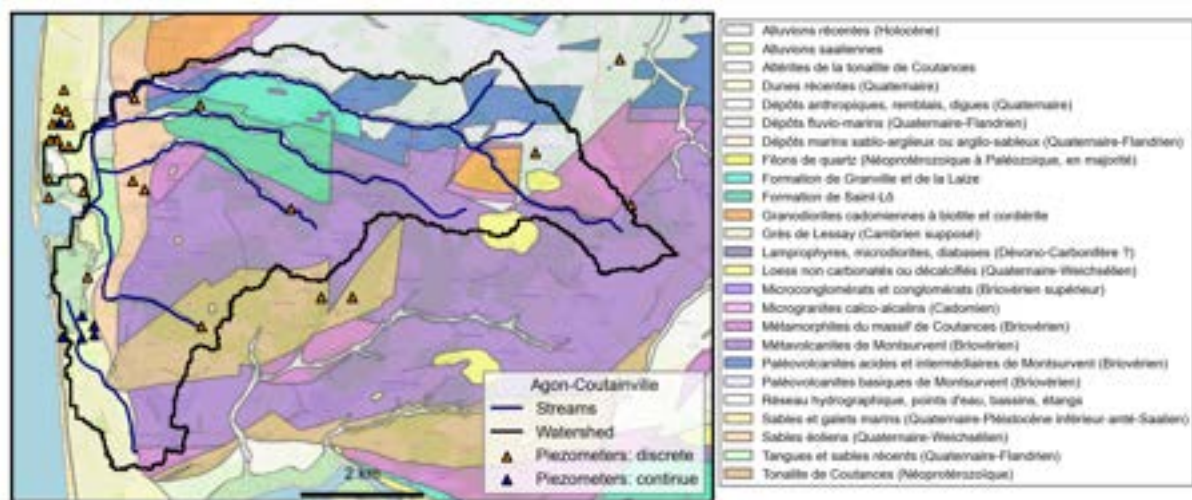


FIGURE 3.6 – Carte géologique au 1/50 000ème du bassin versant d'Agon-Coutainville (DUPRET et al., 1987).

Dans ces travaux, la résolution des modèles hydrogéologiques est imposée par le MNT qui est utilisé. L'épaisseur des modèles est l'une des difficultés que l'on rencontre lors de la construction d'un modèle hydrogéologique. L'épaisseur des modèles sera estimée à partir des observations géologiques en surface (Figure 3.6), des coupes géologiques (Figure 3.3) et des logs géologiques issues des informations sur les piézomètres mis à disposition par le BRGM.

3.2.2.2 Données maritimes

Niveau marin actuel

Le Référentiel Altimétrique Maritime (RAM) (SHOM, 2020) nous donne les niveaux caractéristiques de la marée (exprimés en mètres et rapportés au zéro hydrographique ZH du port) :

- le niveau des plus hautes mers astronomiques (PHMA) ;
- le niveau des pleines mers de vives-eaux (PMVE) ;
- le niveau des pleines mers de mortes-eaux (PMME) ;
- le niveau moyen (NM) ;
- le niveau des basses mers de mortes-eaux (BMME) ;
- le niveau des basses mers de vives-eaux (BMVE) ;
- le niveau des plus basses mers astronomiques (PBMA).

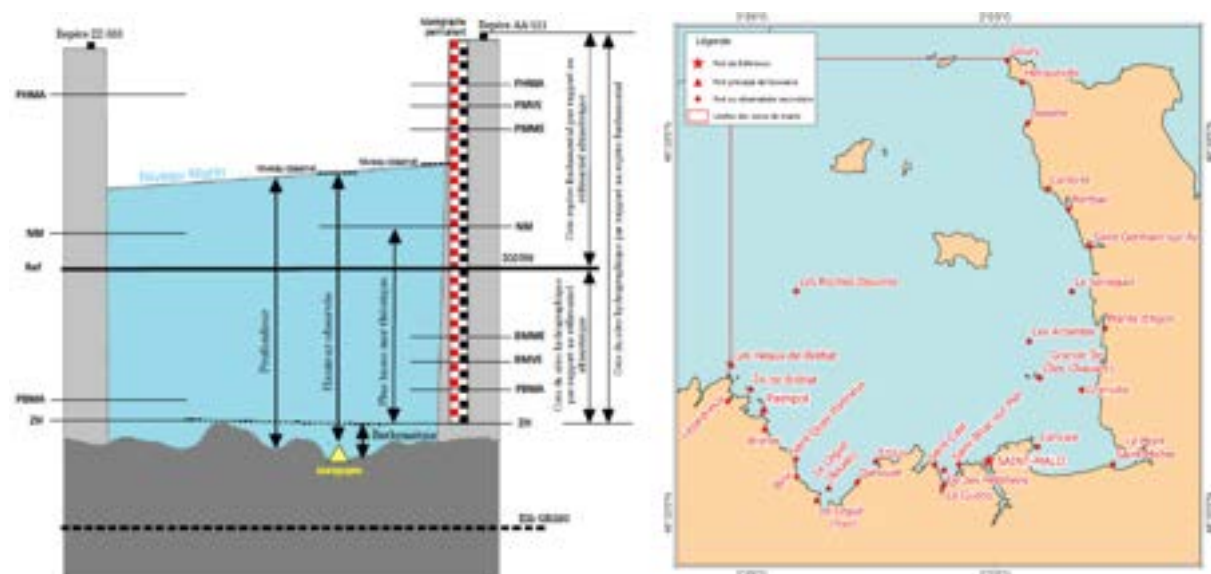


FIGURE 3.7 – À gauche : schéma récapitulatif des niveaux de marée. À droite : Carte des sites de la zone de marée des abords de Saint-Malo. D'après SHOM, 2020.

L'ensemble des niveaux caractéristiques sont retranscrits dans le schéma récapitulatif ci-dessus (Figure 3.7). Les niveaux caractéristiques sont exprimés par rapport au zéro hydrographique ZH spécifique à chaque port. Afin d'introduire ces niveaux caractéristiques dans nos modèles hydrologiques, il est nécessaire de les transposer sur la même référence utilisée dans notre modèle numérique de terrain (c'est-à-dire IGN69). Le Référentiel Altimétrique Maritime nous donne cette information pour chaque port (ZH/REF ou ZH/IGN69). Après avoir extrait le bassin versant à étudier, nous pouvons à partir d'un

fichier shapefile répertoriant la localisation des ports de France (Figure 3.7), déterminer le port le plus proche de notre bassin versant et y associer les niveaux maritimes caractéristiques. Le tableau 3.1 met en évidence les références altimétriques maritimes pour le site le plus proche du bassin versant d'Agon-Coutainville. Ces données seront utilisées pour définir les conditions limites des modèles hydrogéologiques.

TABLE 3.1 – Références Altimétriques Maritimes pour le site le plus proche du bassin versant.

ZH/REF = -6,62m	Niveau/ZH [m]	Niveau/REF [m]
PHMA	14,26	7,64
PMVE	12,85	6,23
PMME	9,8	3,18
NM	7,1	0,48
BMME	4,55	-2,07
BMVE	1,5	-5,12
PBMA	-0,13	-6,75

Niveau marin futur

Les contributions passées et futures aux changements mondiaux, régionaux et extrêmes du niveau de la mer, les risques associés pour les îles de faible altitude, les côtes, les villes et les établissements, ainsi que les options de réponse et les voies vers la résilience et le développement durable le long de la côte ont été évalués (OPPENHEIMER et al., 2019).

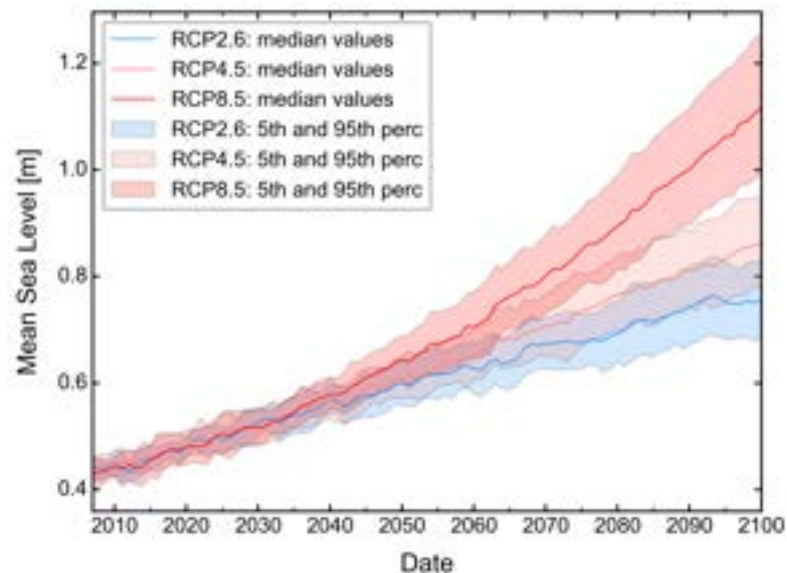


FIGURE 3.8 – Augmentation du niveau moyen de la mer (en mètres) pour trois scénarios climatiques (RCP2.6, RCP4.5 et RCP8.5).

Les données de modélisation de l'évolution du niveau marin à l'échelle mondiale sont disponibles en téléchargement au format NetCDF et sont extraites sur la maille la plus proche du bassin versant. L'extraction des données d'augmentation du niveau moyen de la mer permet d'obtenir la chronique du niveau moyen de la mer à l'horizon 2100 pour trois scénarios climatiques (Figure 3.8). Les données donnent aussi l'incertitude des modèles. L'enveloppe autour de la valeur médiane représente le 5ème et 95ème percentile et caractérise l'erreur autour de la médiane (trait continu). Les données montrent que les évolutions des trois scénarios sont relativement identiques jusqu'à 2050 et divergent ensuite sur la deuxième partie du siècle.

3.2.2.3 Données climatiques

Les données climatiques utilisées proviennent de la composante ISBA (Interactions entre le Sol, la Biosphère et l'Atmosphère) (NOILHAN et MAHFOUF, 1996) du modèle modulaire de surface terrestre SURFEX (EXternalized SURFace) (LE MOIGNE et al., 2020) géré par Météo-France.

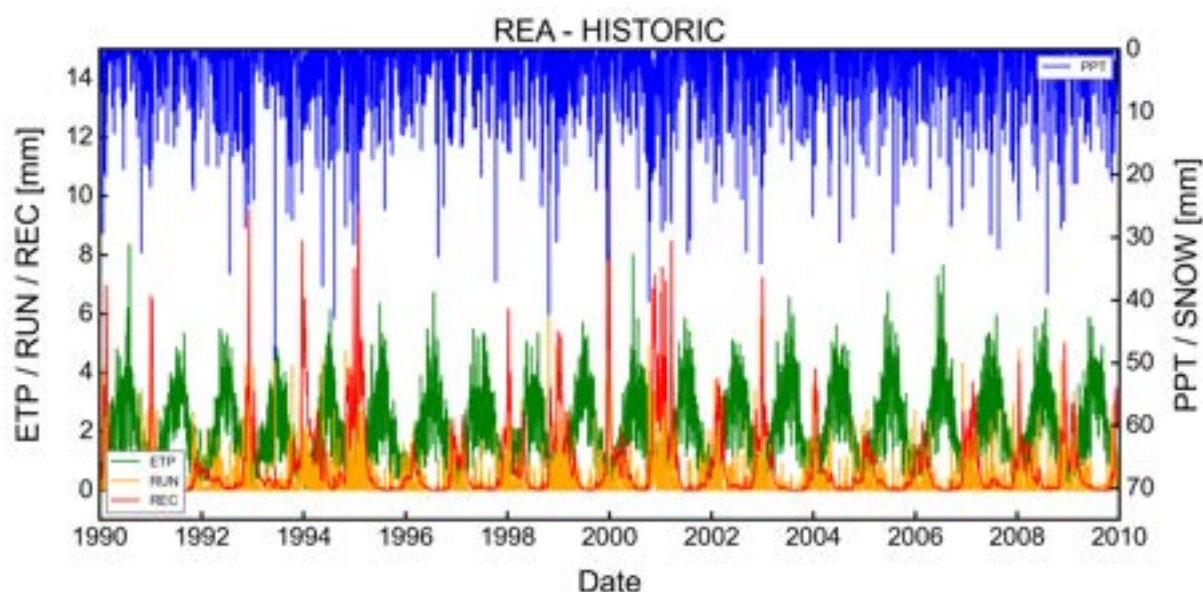


FIGURE 3.9 – Chroniques climatiques historiques issues du modèle SURFEX de 1990 à 2010 présentant l'évolution de la recharge (rouge), le ruissèlement (jaune), l'évapotranspiration (vert) et les précipitations (bleu).

Ce modèle calcule les échanges d'eau et d'énergie à l'interface entre le sol, la végétation et l'atmosphère. La résolution de la grille est de 8x8km sur la France entière. De la même façon que pour les niveaux marins, les limites du bassin versant nous permettent

d'extraire les mailles et d'associer les données climatiques à notre bassin-versant. Pour chaque maille, SURFEX partitionne une chronique pluviométrique (PPT) en trois composantes : la recharge (REC), le ruissèlement (RUN) et l'évapotranspiration (ETP). Pour la calibration, nous utilisons un modèle sur les événements passés allant de 1960 à 2010 (Figure 3.9). Ces chroniques climatiques serviront de forçages à nos modèles pour estimer les propriétés hydrodynamiques du sous-sol à l'aide de données de terrain.

3.2.3 Données utiles à l'estimation des propriétés hydrodynamiques

Pour calibrer les modèles hydrologiques, des données de terrains sont nécessaires pour faire tendre nos modèles vers une représentation du système environnemental le plus proche possible de la réalité. Nous présentons dans cette partie les données que nous utiliserons dans différentes méthodes d'estimation présentées dans un chapitre suivant.

3.2.3.1 Données hydrographiques

La couche spatiale de référence du réseau de cours d'eau (Figure 3.5) est issue d'une base de données nationale BD TOPAGE (IGN et OFB, 2021). Initialement nommée BD CARTHAGE avec une précision métrique en plan d'environ 30 m (échelle décimétrique, 1/50 000). Elle constitue le réseau hydrographique le plus précis à l'échelle de la France (précision métrique) et validé par la directive européenne INSPIRE. Cette couche de shapefile de lignes est rastérisée et basée sur la résolution de la grille du Modèle Numérique de Terrain. Seuls les cours d'eau considérés comme pérennes (c'est-à-dire remplis et/ou ruisselant de manière continue tout au long de l'année) sont retenus pour la méthode de calibration présentée ci-après dans ce document. Cette information représente une donnée figée dans le temps et un état « moyen » des cours d'eau. L'aspect permanent de cette donnée nous permettra d'estimer la conductivité hydraulique K de nos modèles.

3.2.3.2 Données piézométriques

En utilisant les limites du bassin-versant, il est possible d'extraire les données issues du portail national des eaux souterraines ADES (Figure 3.5). Dans un premier temps, les codes des piézomètres situés sur notre zone d'étude sont recherchés puis de façon automatique, les chroniques piézométriques sont récupérées et formatées. L'identification

des deux paramètres hydrauliques (conductivité hydraulique et porosité) de la couche perméable est essentielle pour que le modèle se rapproche au maximum de la dynamique réelle de la nappe phréatique. Afin de fixer ces deux paramètres, nous utilisons ces chroniques piézométriques (Figure 3.10).

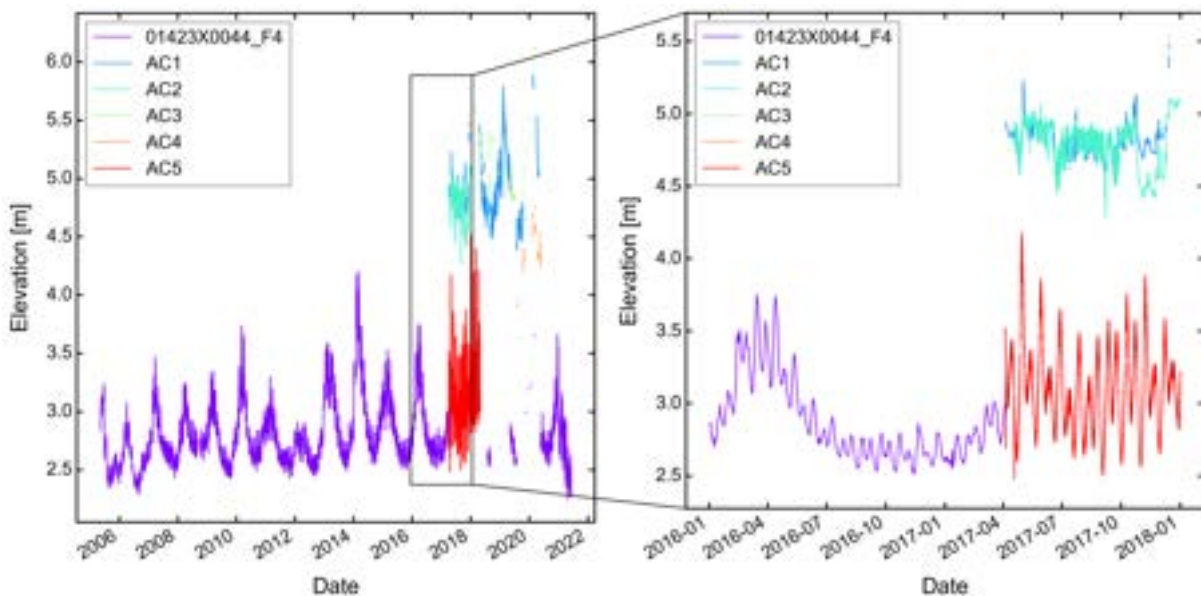


FIGURE 3.10 – Chroniques piézométriques issues des données ADES et du projet H2020 AquaNES (à gauche). Zoom sur la période entre 2016 et 2018 (à droite).

Une diminution de la conductivité hydraulique augmente le niveau moyen de la nappe puisque les écoulements sont plus faibles et que le milieu a davantage de difficultés à évacuer la recharge. De la même façon, une augmentation de la porosité diminue l'amplitude du battement de la nappe. Le volume disponible dans le milieu souterrain étant plus important, il faudra davantage de recharge pour atteindre un même niveau piézométrique. Cela permet de limiter l'augmentation du niveau de la nappe lié à l'apport de la recharge. La conductivité hydraulique joue aussi un rôle dans l'amplitude du battement de la nappe puisque c'est ce paramètre qui contrôle en partie la vidange de l'aquifère. Lorsque l'on observe un pic sur une chronique piézométrique répondant à un événement périodique hivernal, la partie croissante (remplissage de l'aquifère) de ce pic va être davantage contrôlée par la porosité tandis que la partie décroissante (vidange de l'aquifère) va être contrôlée par la conductivité hydraulique. La comparaison entre deux chroniques piézométriques observées et simulées permet de contraindre pour une épaisseur d'aquifère fixée, la conductivité hydraulique et la porosité d'un système à l'aide d'indicateurs de comparaison décrits dans les parties suivantes. La figure zoomée montre une oscillation

périodique de 15 jours sur cinq piézomètres. Ce signal vient du phénomène de marée qui vient se propager dans l'aquifère. L'amplitude de l'oscillation est plus importante sur la chronique du piézomètre AC5 peut s'expliquer par la position du piézomètre plus proche du trait de côte.

3.3 Outil de modélisation

3.3.1 Introduction

Dans l'optique d'une régionalisation future des méthodes proposées dans ce document sur plusieurs sites côtiers, l'ensemble des codes Python qui ont été créés pour réaliser les tâches de la section précédente, ont été regroupés dans un unique outil : HydroModPy (Hydrological Modelling in Python). L'objectif est d'automatiser au maximum l'ensemble des tâches : extraction du bassin versant, récupération des données à partir de l'emprise du bassin versant, réalisation d'un modèle hydrologique, exploitation des résultats... L'optimisation des modèles hydrologiques via une nouvelle technique de calcul par approximation a été étudié (Annexe 3) afin de partager les résultats des modèles hydrologiques plus rapidement pour les décideurs tout en permettant au grand public d'accéder à une information environnementale de qualité. La plupart des figures présentées dans la section précédente sont générées automatiquement à partir d'HydroModPy. La documentation d'HydroModPy (Annexe 4) est disponible à ce lien : <https://hydromod.readthedocs.io/>. La documentation présente la procédure d'installation, la documentation de l'ensemble des fonctions Python utilisable dans HydroModPy et un exemple de modélisation sur un bassin versant. HydroModPy est téléchargeable à ce lien : <https://gitlab.com/Alex-Gauvain/HydroModPy/>.

Cet outil fait l'objet d'une future valorisation scientifique en cours de préparation. Le journal visé pour cet article scientifique est *Computers & Geosciences*.

3.3.2 Article scientifique : HydroModPy : A Python toolkit to automatically develop surface-constrained groundwater flow at the watershed scale from multi-source data.

HydroModPy : A Python toolkit to automatically develop surface-constrained groundwater flow at the watershed scale from multi-source data.

Computers & Geosciences (in prep.)

Alexandre Gauvain¹, Ronan Abhervé¹, Clément Roques^{1,2}, Laurent Longuevergne¹, Luc Aquilina¹, Jean-Raynald de Dreuzy¹

¹ Univ Rennes, CNRS, Geosciences Rennes - UMR 6118, F-35000 Rennes, France

² Centre for Hydrology and Geothermics (CHYN), Université de Neuchâtel, Neuchâtel, Switzerland

Correspondence to : Alexandre Gauvain (alexandre.gauvain.ag@gmail.com)

Highlights

- A tool fully developed in Python (from existing libraries).
- 2 challenges : recover and format data and deploy models at regional scale.
- Full modelling approach : construction, calibration and simulation of models.
- Groundwater-surface interaction.
- Informing hydrogeological models using surface data.
- Application : Scientific approach on the scale of several catchment areas.

1 Introduction

The current environmental situation requires assessment of future changes in both quality and quantity of water resources from catchment to regional scales. To address this challenging task, it is necessary to implement efficient numerical approaches to explore how the surface and subsurface compartments of the hydrological cycle behaves in response to changes in climate, land use and anthropogenic activities. With recent advancements in open-source modeling tools, the continuous improvement of computation powers, and with the availability of global databases compiling key climatic and geomorphic information, the implementation of efficient numerical models becomes now possible.

However, setting-up a catchment-scale hydrological model is a complex task. The challenge resides in the discretization of surface and subsurface compartments with relevant hydrodynamics properties that properly captures the dynamics of the coupled processes. Models are usually built within a graphical user interface (GUI) (TREFRY et MUFFELS, 2007; WINSTON, 2020). GUIs allow a high level of simplicity and intuitiveness to setup a model and have therefore become the standard for building numerical groundwater models. The use of a GUI can quickly show limitations when one aims at performing parameter exploration, sensibility and uncertainties analysis across various catchments. This limitation can be remedied through the help of programming languages such as Python or Matlab. Specifically, Python is an interpreted, object-oriented programming language that has gained popularity in the fields of science and engineering (PÉREZ et al., 2011). Python packages have already been developed to satisfy the increasing need to develop hydrological models (BAKKER et al., 2016; BAKKER et KELSON, 2009) but a toolbox allowing rapid and replicable implementation of catchment-scale hydrological model is still missing. This paper aims at moving forward in our capabilities to quantify geomorphic, climatic and hydrogeological controls on the partitioning of water within a large variability of catchments. We implement a new Python toolkit named HydroModPy that automatically builds, runs, calibrates and visualize the results of a catchment-scale hydrological model. In this article, we present the objectives of HydroModPy and develop the typical workflow of this new tool.

2 Objectives

The development of HydroModPy started in 2018 to facilitate the deployment of hydrological models in catchments located in the crystalline basement region of Normandy

and Brittany in France. HydroModPy aggregates a multitude of open-source packages in a way that can be easily implemented and shared among the scientific communities. Two main objectives have guided the development of this tool. Firstly, HydroModPy is designed to extract and discretized the catchment from a Digital Elevation Model (DEM) and to retrieve automatically from national and global databases all the data required to calibrate the model. The aim is to obtain a standardized procedure to setup and run batch of simulations across different catchments with standardized inputs. The second objective is to visualize and compare model results generated by the different modelling programs available in HydroModPy. Finally, the HydroModPy platform provides a tool that can be used for education based on hydrological modelling .

3 Workflow and structure

HydroModPy can be downloaded at this link : <https://gitlab.com/Alex-Gauvain/HydroModPy>. This article presents the overall approach of the tool and doesn't specify all options available. The Python functions necessary to use HydroModPy are available and documented at this link : <https://hydro-mod.readthedocs.io/en/latest>. In this section, we will first present the global workflow of the tool and the resources that are used. In a second step, we develop each part of the model structure proper to HydroModPy.

3.1 General organization

HydroModPy is organized in 5 distinct parts (Figure 3.11) : 1) the extraction of a catchment area using GIS tools, 2) the data recovery and formatting, 3) the construction and execution of hydrological models, 4) the calibration of the hydrodynamic properties of the models and finally 5) the visualization of the results. As previously mentioned, HydroModPy combines several Python packages. The GIS part is mostly provided by WhiteBoxTools (LINDSAY, 2016) and complemented by other packages such as GDAL (GDAL/OGR CONTRIBUTORS, 2022), geopandas (JORDAHL et al., 2020) or rasterio (GILLIES et al., 2013). Hydrological and climatic data available in the catchment area is handled by selenium (MUTHUKADAN, 2022) allowing direct retrieval from national and global databases. The modelling part is currently handled by the flopy package (BAKKER et al., 2016) supporting the programs Modflow (HARBAUGH, 2005; NISWONGER et al., 2011) and Modpath (POLLOCK, 2016). The visualization part is provided by matplotlib

(CASWELL et al., 2021) for 2D visualization and vedo (MUSY et al., 2022) for 3D visualization. The articulation between these different packages is provided by numpy (HARRIS et al., 2020) and pandas (REBACK et al., 2022).

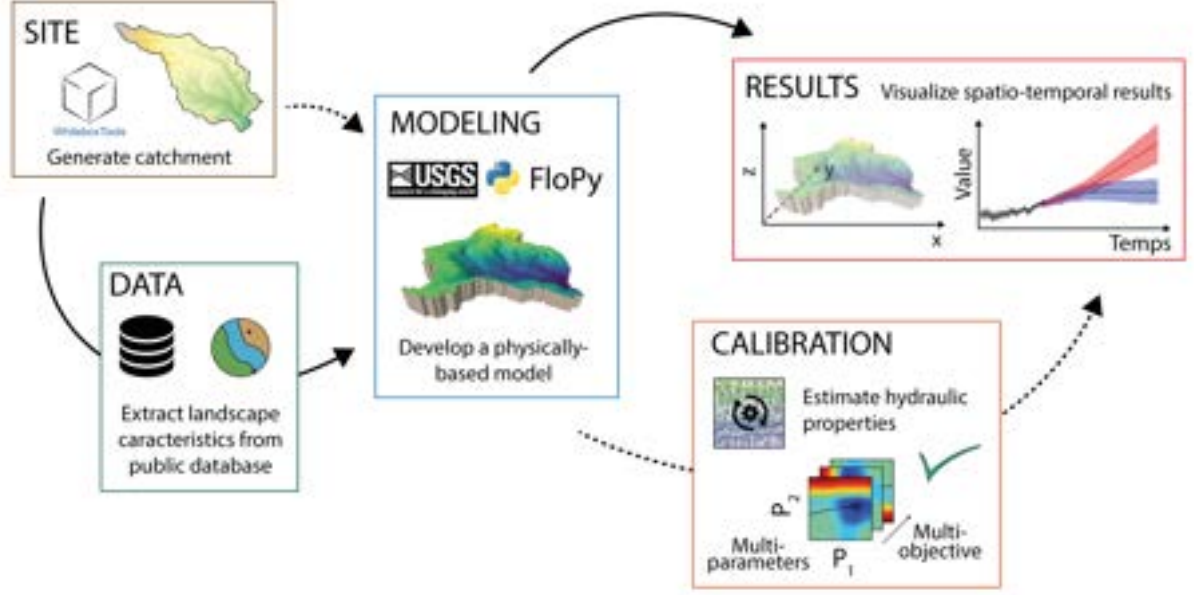


FIGURE 3.11 – Conceptual workflow of HydroModPy.

For the use of HydroModPy, it is necessary to specify the directory where the files will be saved. The tree of the files in this location is automated. Each studied watershed generates a folder with its name and is then composed of two subfolders storing the data relative to the catchment area ("results_stable") and the data from the hydrological simulations ("results_simulations"). A "python_object" file stores all the data and its arborescence so that it can be reused without having to extract the watershed and the data again. The aim is to have a file that can be easily exchanged and used by other collaborators.

3.2 Catchment discretization and datasets

To define the catchment boundary to be considered, a regional DEM and the coordinates of the catchment outlet defined in the same projection system as the DEM are requested. In addition, the operators can choose the maximum distance allowed to shift the outlet (in unit of the DEM) on the streams generated by the DEM; a percentage allowing to calculate an extension distance of the extracted area by taking the percentage

of the square root of the total watershed area. The choice of the regional DEM is also important because its resolution is used to generate the geometry of the mesh further used in flopy.

3.2.1 Watershed extraction from a regional DEM

From a DEM at a regional scale, geospatial processing is performed using WhiteBox-Tools (LINDSAY, 2016), labelled WBT in the following. First, the raw DEM is corrected by filling all depressions and removing flat areas (function `WBT.FillDepressions`) to assure a continuous flow from each grid cell. From the coordinates of the outlet, a vector point shapefile is generated. The outlet point is snapped (function `WBT.SnapPoints`), up to the maximum distance previously set, to the location coinciding with the highest flow accumulation value (function `WBT.D8FlowAccumulation`). A flow direction raster (function `WBT.D8Pointer`) is generated and used to extract the catchment boundaries as a shapefile (function `WBT.Watershed`). The watershed shapefile is then extended by adding a buffer (geopandas) using the percentage defined earlier to reduce uncertainties linked to potential flow across topographic boundaries. The distance added to the watershed boundaries is this percentage of the square root of the watershed area. This extension provides the final extracted area.

3.2.2 Compiling climatic and hydrological datasets

The extraction of the watershed boundaries results in a georeferenced surface that can be cross-referenced with a multitude of data. The tool allows to retrieve piezometry, hydrometry, hydrology, oceanic, climatic and geological data. These data are retrieved either automatically from national and global databases with the selenium package (MUTHUKADAN, 2022) or by providing a shapefile or text file with geo-referenced data. The automatic extraction requires knowledge of the organization of the download websites to access the data. The automatization is done for the French data at the moment. After import, the dataset is formatted for use in model building, calibration and visualization.

3.3 Groundwater flow model

HydroModPy aims at aggregating several hydrological modelling tools allowing to compare the results between them. The first ones that have been implemented are Modflow (HARBAUGH, 2005; NISWONGER et al., 2011) and Modpath (POLLOCK, 2016) soft-

ware suite are used to solve the depth-integrated groundwater flow equation and particle tracking respectively. The FloPy Python package (BAKKER et al., 2016) is used to set and handle simulations.

3.3.1 Model geometry

The geometry of the hydrogeological model is imposed by the buffered extracted area. The discretization of the model mesh is defined by the resolution of the watershed DEM. The DEM defines the upper boundary of the model. A drain package is added at the topography to discharge resurgent groundwater flows. The discharge occurs when the water table head reaches the surface topography. The lower boundary can be specified in two ways. By specifying a constant thickness throughout the model or by specifying a flat bottom and the thickness becomes the lowest thickness that can be observed within the model. The total thickness of the model can be discretized into several layers with constant thickness. A layer is considered to be confined if the overlying layer contains groundwater. In the opposite case, it is considered unconfined.

3.3.2 Climatic data and recharge function

The forcings applied to hydrological models can be of different types. One of the most important is the recharge of the aquifer. The recharge is uniform over the watershed and operates on each cell of the model. It is the recharge chronicle that will determine the resolution state of the model. If the recharge corresponds to a single value, the model is solved in steady state. If the recharge chronicle has more than one value then it is solved in a transient state. In this configuration, the first period is solved in steady state by taking the average recharge of the chronicle in order to have a relatively acceptable initial state. In some specific cases, other forcings are needed such as coastal watersheds where the ocean forcing is considered as a constant hydraulic head in the models.

3.3.3 Subsurface hydrodynamic properties

With the topography, aquifer thickness and recharge fixed, the water table elevation and groundwater flow will be calculated from the hydrodynamic properties. The hydrodynamic properties required are hydraulic conductivity and porosity of the aquifer. Hydraulic conductivity and porosity can be implemented in a homogeneous way on the whole model mesh or in a heterogeneous way by specifying a mask like geological data for example.

The possibility to apply vertical heterogeneity is also possible by applying a value per layer of the model. The definition of these properties is important because it conditions the output results of the hydrological models.

3.4 Model calibration

The calibration is the process of optimizing a model against reference data in order to obtain accurate behavior when using it. To perform the calibration, HydroModPy proposes several methods that can be used alone or in combination. These methods are based on the comparison of piezometric data (RMSE), river discharge data (NASH et SUTCLIFFE, 1970) and streams mapping (ABHERVÉ et al., 2022). Calibration on heterogeneous models, which considerably increases the number of parameters to be calibrated, is also possible using resolution methods such as Simplex (NELDER et MEAD, 1965) or Metropolis-Hasting (METROPOLIS et ULAM, 1949) methods.

3.5 Postprocessing and results visualization

Visualization of the models is crucial to validate visually that the model is performing well but also to highlight the results of the models. In HydroModPy, we offer two types of visualization. Firstly, a set of figures with a 2D visualization have been parameterized to represent the output of the models. These figures are created using the packages matplotlib (CASWELL et al., 2021) for the organization of the figures and the visual aspect, geopandas (JORDAHL et al., 2020) to manage the shapefiles and rasterio (GILLIES et al., 2013) to manage the rasters. Secondly, the models are generated as .vtk files (MONTROYA, 2018) allowing a 3D visualization of the models using the vedo package (MUSY et al., 2022).

4 Example in Normandy coastal catchment

Figure 3.12 shows the process performed by Hydromodpy for a coastal catchment in Normandy. The workflow is a more detailed version of Figure 3.11 and represents the steps presented previously. The Python codes are simplified and require reference to the documentation. All figures are generated by HydroModPy. The DEM used has a resolution of 25 m (IGN, 2018). The piezometry, geology and hydrology data are taken from the French national databases (BRGM, 2006; CHERY et al., 2008; IGN et OFB, 2021)

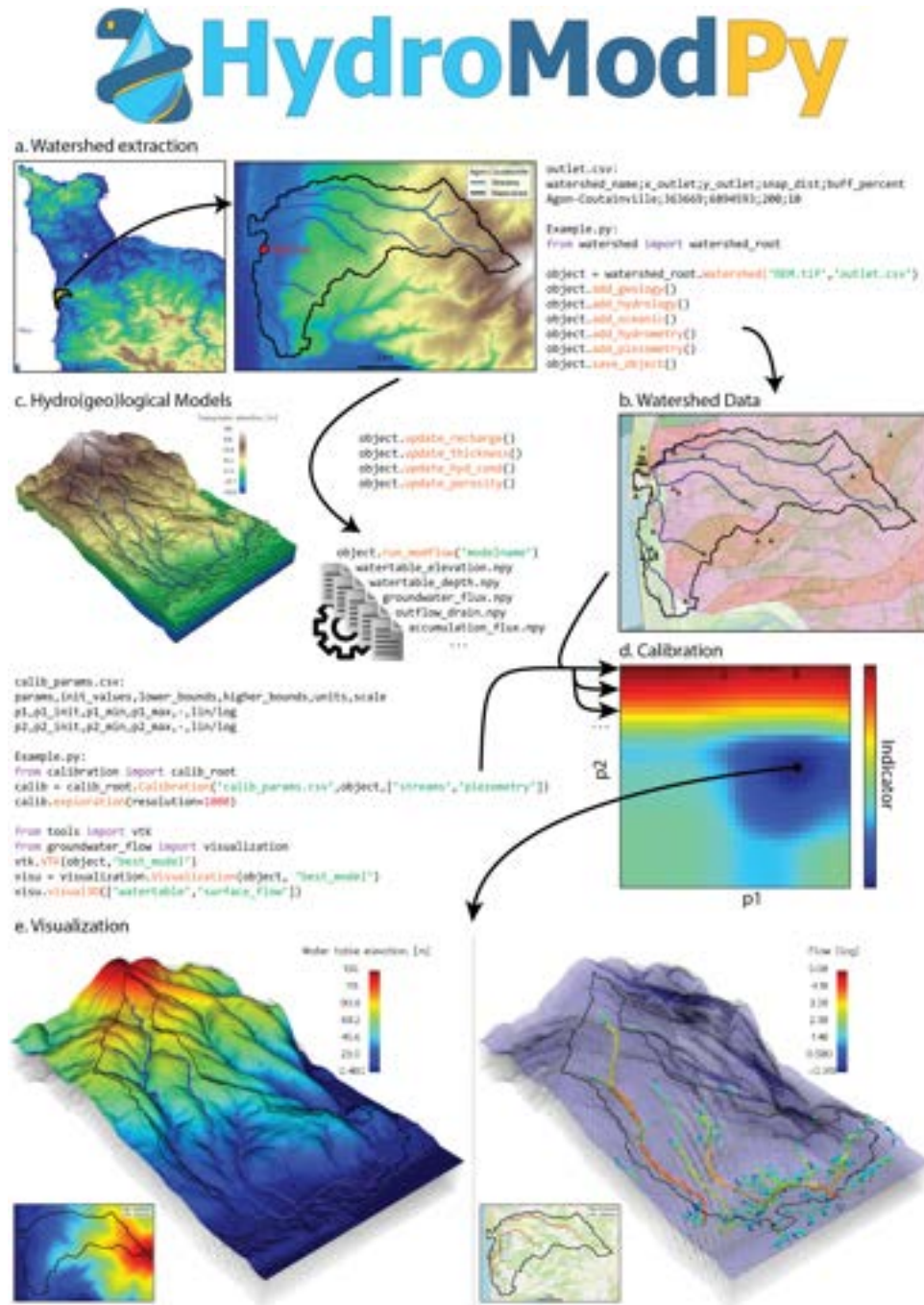


FIGURE 3.12 – Example of the HydroModPy process. a. Extraction of watershed from regional DEM and outlet coordinates. b. Data recovery using the watershed coverage. c. Building the model by adding a value for recharge, thickness, hydraulic conductivity and porosity. d. Calibration by exploration of 1000 simulations of two parameters from two observables (streams and piezometry). e. 3D and 2D visualisation of the best simulation with the lowest indicator value. N.B. The functions (in orange) must be completed by other input parameters. Please refer to the documentation. All figures are generated automatically by HydroModPy.

5 Conclusions & Perspectives

HydroModPy is a tool developed in Python that allows the retrieval of data necessary for the realization and calibration of hydrological models at the watershed scale. It is very interesting and useful when extrapolating a method or an approach to a regional scale. This tool is still under development and the version presented in this article allows, from a DEM and an outlet, to extract a watershed and his data, to build and run a model via the Modflow and Modpath programs, to calibrate the hydrodynamic properties of the aquifer and to visualize the results in several ways (2D or 3D). Several improvements are under development. The future implementation of other hydrological models such as HS1D (MARÇAIS et al., 2017), Modflow6 (HUGHES et al., 2017) or MT3D (BEDEKAR et al., 2016; TONKIN et al., 2016) will allow for inter-model comparison in the calibration results of hydrodynamic properties. The mesh size of these models is fixed for the moment at the resolution of the chosen DEM. Allowing in the tool the possibility to increase or decrease this resolution could be interesting to study the scale effects on different processes. The use of HydroModPy is for the moment mainly focused on field modelling. In the future, we would like to include the possibility of modelling conceptual systems using tools such as Fastscape (BOVY, 2021). It can be sometimes difficult to characterize a watershed and the use of conceptual models allows to address research questions by controlling all the parameters of a system. Obviously, the use of HydroModPy requires an introduction to the Python language. Tools such as Jupyter (KLUYVER et al., 2016) and Voilà (QUANTSTACK, 2021) offer the possibility to easily create GUIs. This will allow the tool to be rolled out to a larger public.

CHAPITRE 4

MODÉLISATIONS CONCEPTUELLES DES VARIATIONS PIÉZOMÉTRIQUES

4.1	Effet de la propagation de l'onde de marée sur les niveaux piézométriques .	48
4.1.1	Solution analytique	49
4.1.2	Résultats	50
4.2	Effet de l'augmentation du niveau de la mer sur les niveaux piézométriques	51
4.2.1	Solutions analytiques	52
4.2.2	Résultats	54
4.3	Développement des zones de résurgence	55
4.3.1	Solution analytique	55
4.3.2	Résultats	56

4.1 Effet de la propagation de l'onde de marée sur les niveaux piézométriques

Dans les aquifères côtiers, les niveaux piézométriques sont en connexion directe avec les niveaux marins. La baie du Mont Saint-Michel est l'endroit d'Europe ayant le plus grand marnage, c'est-à-dire la plus grande différence de hauteur d'eau entre la marée basse et la marée haute. Face à ce phénomène, l'étude de la propagation de l'onde de marée dans le milieu souterrain s'avère être nécessaire pour appréhender l'impact du marnage sur les niveaux piézométriques (Figure 4.1). Deux composantes principales caractérisent le signal de marée (SCHUREMAN, 1958). La composante journalière avec une amplitude importante A [L] et une période T [L] de 12 heures. L'amplitude maximale peut être estimée à partir de la différence entre les niveaux en période de Pleines de Mers de Vives-Eaux (PMVE) et de Basses Mers de Vives-Eaux (BMVE) (Tableau 3.1). L'amplitude maximale de la composante journalière est égale à 11,35 m. La composante semi-mensuelle avec une période T égale à 15 jours, à une amplitude A de 3,05 m obtenue avec la différence entre les niveaux en période de Pleines de Mers de Vives-Eaux (PMVE) et de Mortes-eaux (PMME) ou entre de Basses Mers de Vives-Eaux (BMVE) et de Mortes-Eaux (BMME).

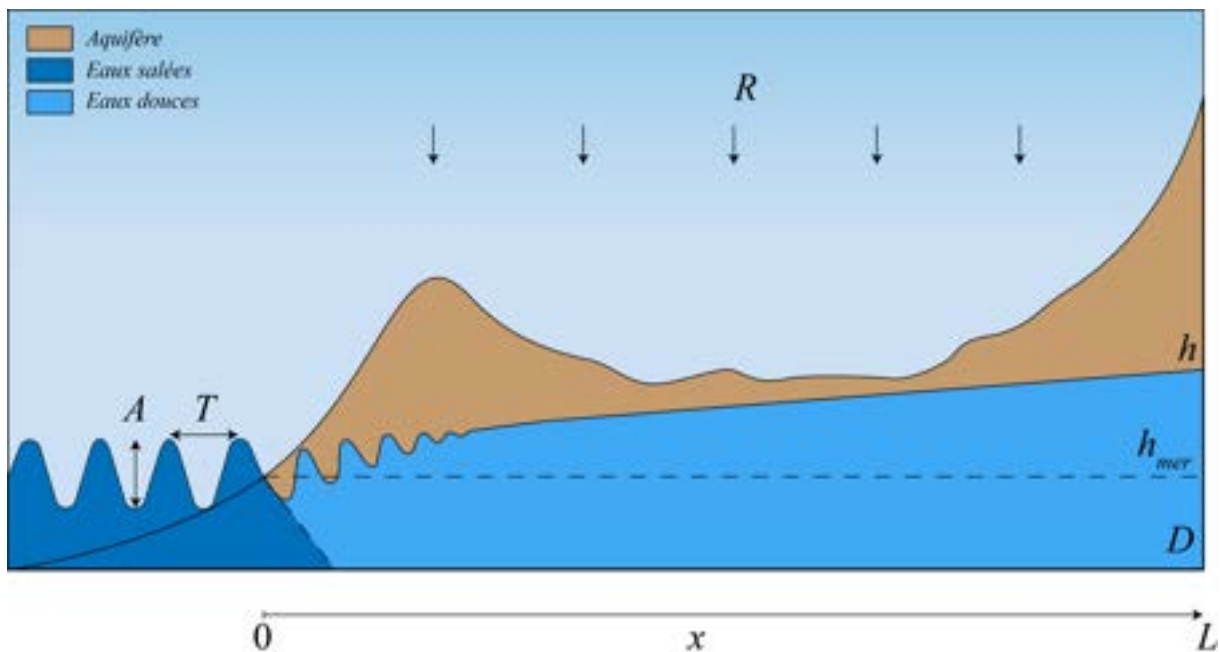


FIGURE 4.1 – Représentation conceptuelle de la propagation de l'onde de marée sur le niveau piézométrique.

4.1.1 Solution analytique

Le modèle analytique à partir du signal de marée s'établit sur une solution analytique simulant la propagation de l'onde de marée dans un milieu souterrain. La propagation d'une onde de marée dans un aquifère dépend de son amplitude, de sa période et des propriétés physiques de l'aquifère. Ce phénomène peut être explicité grâce à une solution analytique (NIELSEN, 1990) :

$$h(x, t) = h_{mer} + \frac{A}{2} \cos \left(\frac{2\pi}{T} t - \frac{x}{l_c} \right) e^{\frac{-x}{l_c}} + Bx \quad (4.1)$$

où $h(x, t)$ [L] est la hauteur d'eau dans l'aquifère à la distance x [L] de la mer à l'instant t [T], h_{mer} [L] est la hauteur d'eau moyenne de la mer, A [L] et T [T] sont respectivement l'amplitude et la période de la composante d'onde de marée considérée, Bx représente la mise en charge de l'aquifère par les précipitations et l_c [L] représente la distance caractéristique de pénétration de l'onde de marée dans l'aquifère. On reconnaît dans cette équation l'expression de la composante d'onde de marée au niveau de la mer ($x = 0$) :

$$h(x = 0, t) = h_{mer} + \frac{A}{2} \cos \left(\frac{2\pi}{T} t \right) \quad (4.2)$$

Le paramètre essentiel de ce modèle est la distance caractéristique de pénétration l_c . En effet, le terme $e^{\frac{-x}{l_c}}$ exprime une atténuation exponentielle de l'amplitude de l'onde de marée. Plus la distance caractéristique de pénétration l_c est faible, plus l'atténuation de l'onde est importante, et moins l'onde de marée pénètre à l'intérieur de l'aquifère. Physiquement, l_c correspond à la distance depuis la mer où l'amplitude de l'onde de marée est égale à 37% de son amplitude initiale. l_c est fonction en même temps des propriétés de l'onde de marée et des propriétés de l'aquifère :

$$l_c = \sqrt{DT/\pi} \quad (4.3)$$

où T est la période de l'onde de marée et D [L² T⁻¹] la diffusivité hydraulique de l'aquifère. Il est intéressant de noter ici que la distance de pénétration ne dépend pas de l'amplitude de la composante de marée, mais seulement de sa période, les composantes avec une période plus élevée pénétrant plus loin dans l'aquifère. En approchant, la distance du piézomètre à la mer x , le niveau moyen de la mer h_{mer} , la période T et l'amplitude A nous sommes capables de reproduire les variations observées dans le piézomètre étudié

grâce à l'équation 4.1. En comparant les chroniques piézométriques observées et simulées, nous pouvons identifier le terme de diffusivité hydraulique D et calibrer la zone située entre le trait de côte et le piézomètre.

4.1.2 Résultats

Les simulations d'un modèle homogène montrent que la composante semi-mensuelle de l'onde de marée est presque totalement amortie à un kilomètre de la côte quelle que soit la valeur de diffusivité (Figure 4.2). la diminution de la diffusivité D entraîne une diminution de la propagation de l'onde de marée. En accord avec la solution approchée de Nielsen, la composante journalière est atténuée encore plus rapidement, car sa période est plus faible. En dépit de son amplitude importante, la composante journalière se propage beaucoup moins loin que la composante semi-mensuelle, à seulement 200 m au maximum contre 1000 m. La propagation de l'onde de marée est restreinte dans le milieu continental. La décroissance des amplitudes des variations piézométriques est exponentielle comme prédite par l'approximation analytique de Nielsen. L'onde de marée ne devrait pas se propager au-delà du cordon dunaire.

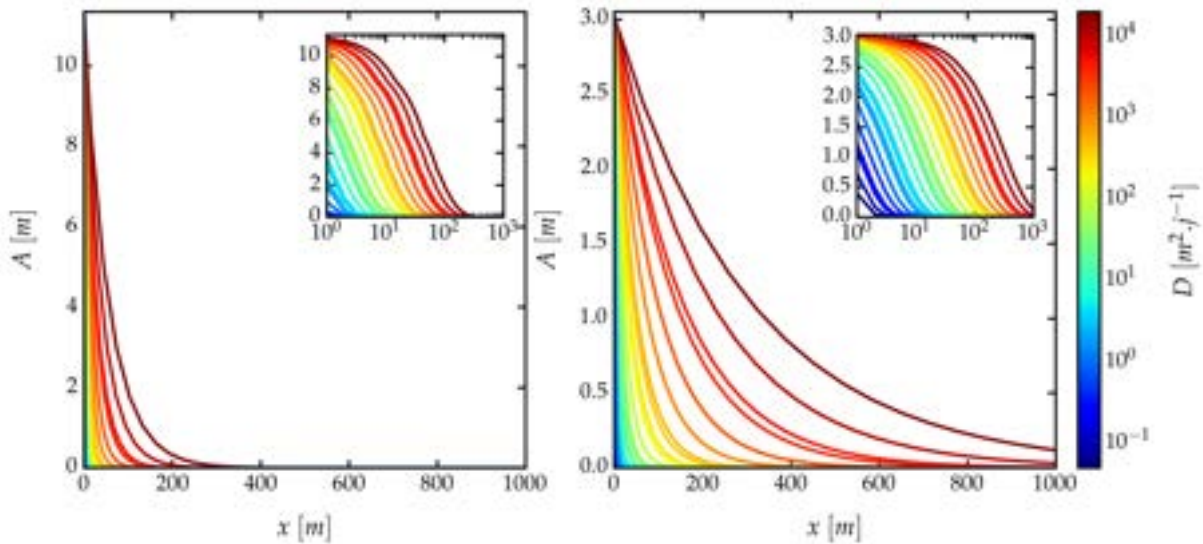


FIGURE 4.2 – Atténuation de l'amplitude A d'une onde de marée à une distance à la côte x , exprimée en fonction du paramètre de diffusivité D . La figure représente la composante journalière (à gauche) et la composante semi-mensuelle (à droite).

La faible propagation de l'onde de marée montre l'absence d'effets transitoires liés aux marées. C'est un point plus méthodologique mais important. Les effets transitoires

pourraient être liés davantage à la variabilité saisonnière de la recharge de l'aquifère bien plus qu'à la marée.

4.2 Effet de l'augmentation du niveau de la mer sur les niveaux piézométriques

La section précédente a montré que la marée n'a qu'un impact très limité sur la vulnérabilité du milieu aux inondations. En revanche, le niveau moyen de la mer semble être un facteur important puisque l'océan constitue l'exutoire du système aquifère (Figure 4.3). C'est pour cela que l'augmentation du niveau moyen de la mer liée au changement climatique, passée et à venir, peut avoir un effet sur la saturation du milieu. Dans la suite de l'étude, les effets transitoires de la marée seront négligés et seules les variations du niveau moyen de la mer seront retenues.

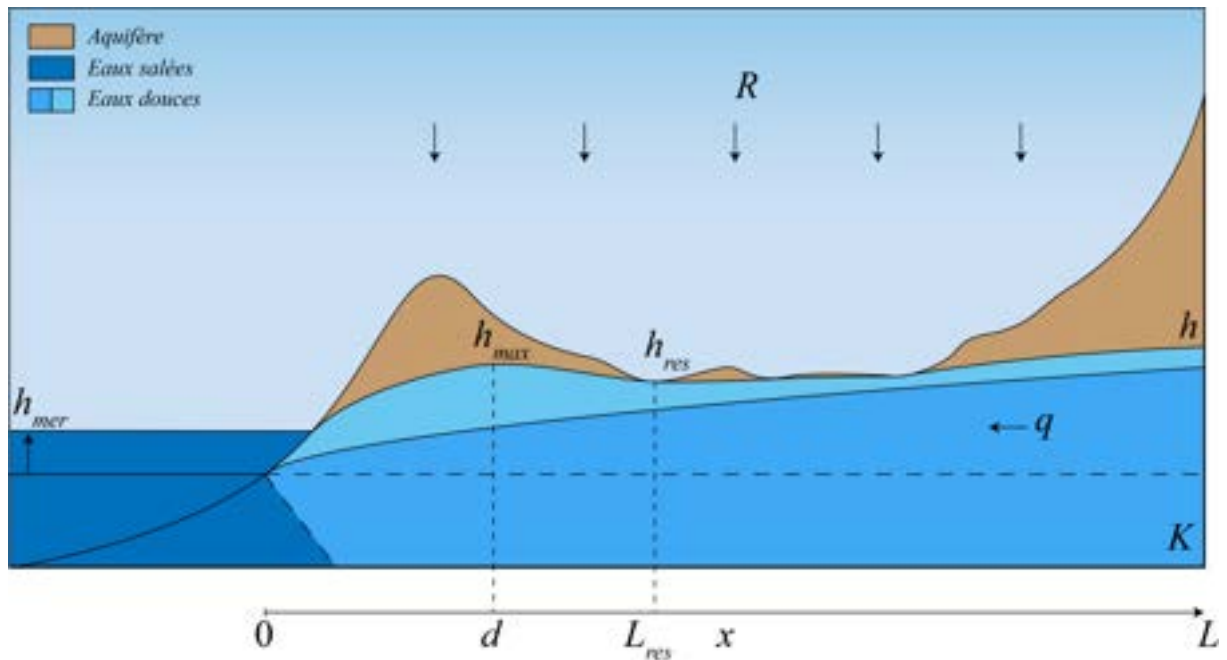


FIGURE 4.3 – Représentation conceptuelle de l'effet de l'augmentation du niveau de la mer sur les niveaux piézométriques.

Le niveau marin moyen actuel est de 0,48 m. La figure 3.8 synthétise l'augmentation du niveau moyen de la mer jusqu'en 2100. Pour les simulations à suivre, ce sont les prédictions à l'horizon 2100 qui seront utilisées en sélectionnant la valeur la plus importante de la plage probable. Les valeurs d'augmentation du niveau marin sélectionnées sont ainsi :

- RCP2.6 : 0,87 m ;
- RCP4.5 : 1 m ;
- RCP8.5 : 1,34 m.

Deux valeurs supplémentaires d'augmentation possible (1m et 2m) seront étudiées afin de considérer le processus d'instabilité de la calotte glaciaire.

4.2.1 Solutions analytiques

4.2.1.1 Écoulement en régime permanent dans un aquifère non-confiné

Afin de déterminer l'évolution du niveau piézométrique h [L] sous l'effet de l'augmentation du niveau marin et du régime de précipitation, nous considérons un aquifère unidimensionnel de longueur L [L]. Cet aquifère possède une limite à charge imposée $h(x = 0) = h_{mer}$ correspondant au niveau moyen de la mer et une limite à flux nul à son autre extrémité $q(x = L) = 0$. En faisant l'approximation que les flux verticaux sont négligeables (DUPUIT, 1863), le flux d'eau q [L³ T⁻¹] dans l'aquifère est donné par la loi de Darcy en une dimension :

$$q = -Kh \frac{dh}{dx} = -\frac{K}{2} \frac{dh^2}{dx} \quad (4.4)$$

où K [L T⁻¹] est la conductivité hydraulique de l'aquifère et $\frac{dh}{dx}$ le gradient de charge selon x . La variation du flux q selon x , correspond à la recharge R [L T⁻¹] :

$$\frac{dq}{dx} = R = -\frac{K}{2} \frac{d^2h^2}{dx^2} \quad (4.5)$$

d'où

$$\frac{d^2h^2}{dx^2} = \frac{-2R}{K} \quad (4.6)$$

Cette équation se réécrit par intégration :

$$h^2 = \frac{-R}{K} x^2 + ax + b \quad (4.7)$$

avec a et b des constantes d'intégration. En considérant la limite à charge imposée au niveau de la mer $x = 0$:

$$h^2(x = 0) = b = h_{mer}^2 \quad (4.8)$$

En considérant à l'extrémité $x = L$ de l'aquifère la limite à flux nul, on définit la constante d'intégration a :

$$q(x = L) = \frac{-K}{2} \frac{dh^2}{dx} \Big|_{x=L} = \frac{-2RL}{K} + a = 0 \quad ; \quad a = \frac{2RL}{K} \quad (4.9)$$

Par remplacement, l'équation de la hauteur d'eau h dans l'aquifère est donc :

$$h = \sqrt{\frac{-R}{K}x^2 + \frac{2RL}{K}x + h_{mer}^2} \quad (4.10)$$

4.2.1.2 Cas d'un aquifère non-confiné limité par la topographie.

La forme parabolique de la nappe peut intersecter la surface topographique pour générer une zone de résurgence. Dans ce cas, la condition limite à l'extrémité de l'aquifère peut être représentée par une limite à charge imposée h_{res} à la place de la limite à flux nul précédente. La longueur du modèle L est aussi modifiée et définie entre les deux conditions limites à charge imposée du modèle : L_{res} . La condition limite au niveau de la résurgence devient :

$$h(x = L_{res}) = h_{res} \quad (4.11)$$

Cette condition limite modifie la constante d'intégration a :

$$a = \frac{h_{res}^2 - h_{mer}^2}{L} + \frac{RL_{res}}{K} \quad (4.12)$$

Par substitution des constantes d'intégration des équations (4.12) et (4.8) dans l'équation (4.7), on peut définir l'évolution du niveau piézométrique h entre ces deux conditions limites :

$$h = \sqrt{h_{mer}^2 - \frac{(h_{mer}^2 - h_{res}^2)x}{L_{res}} + \frac{R}{K}(L_{res} - x)x} \quad (4.13)$$

Dans des conditions de recharge non nulles, une ligne de partage des eaux est visible. Dans ce cas, le flux au niveau de cette ligne de partage des eaux est nul et la distance d [L] de cette ligne à la mer peut être calculé de la façon suivante (FETTER, 2000) :

$$d = \frac{L_{res}}{2} - \frac{K}{R} \frac{(h_{mer}^2 - h_{res}^2)}{2L_{res}} \quad (4.14)$$

La hauteur piézométrique maximale est obtenue en substituant d à x dans l'équation

(4.13) :

$$h_{max} = \sqrt{h_{mer}^2 - \frac{(h_{mer}^2 - h_{res}^2)d}{L_{res}}} + \frac{R}{K}(L_{res} - d)d \quad (4.15)$$

4.2.2 Résultats

Les résultats des simulations montrent que l'augmentation du niveau moyen de la mer entraîne une élévation globale du profil piézométrique dans le cas où le profil n'intersecte pas la topographie (Figure 4.4, à gauche). Les résultats montrent que pour toutes les valeurs d'augmentation du niveau marin correspondant aux scénarios climatiques, l'atténuation relative de l'augmentation du niveau piézométrique avec la distance à la côte x est identique. On peut donc considérer qu'une augmentation quelconque du niveau marin représente une augmentation de 100% (1 sur la figure) par rapport au niveau actuel. En fonction des valeurs de K/R , cette élévation peut rester significative jusqu'à plusieurs kilomètres à l'intérieur des terres. Pour un K/R de 10^4 , l'augmentation du niveau piézométrique par rapport à l'augmentation du niveau de la mer baisse d'environ 20% à 1 km de la côte. Cette élévation est atténuée à mesure que la distance avec la mer augmente.

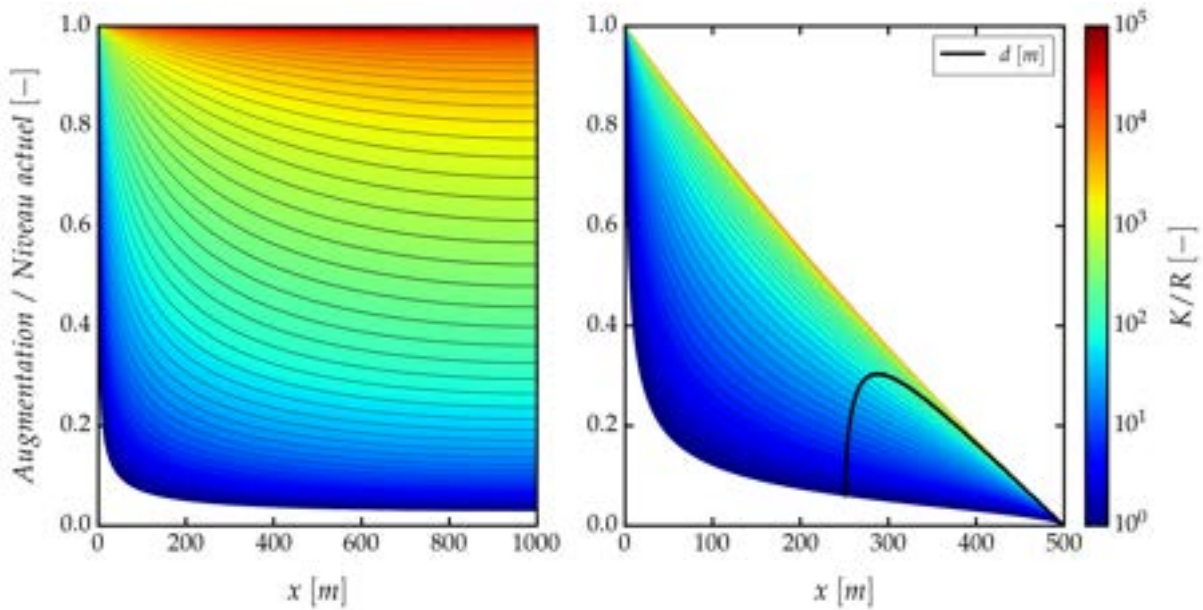


FIGURE 4.4 – À gauche : Représentation de l'impact d'une augmentation du niveau marin à $x = 0$ sur les niveaux piézométriques par rapport au niveau actuel (%) pour une gamme de valeurs de K/R . Les résultats sont issus de l'équation 4.10. À droite : Représentation de l'impact d'une augmentation du niveau marin à $x = 0$ sur les niveaux piézométriques limité par une limite topographique ($h_{res}(x = 500m) = 7m$) par rapport au niveau actuel pour une gamme de valeurs de K/R . Les résultats sont issus de l'équation 4.13. la ligne noire représente la localisation d (Équation 4.14) où le niveau piézométrique est le plus important (h_{max}) reportée sur les courbes de chaque valeur de K/R .

Dans le cas où le profil piézométrique intersecte la topographie (Figure 4.4, à droite), cette intersection se comporte comme un drain naturel modifiant le régime des écoulements souterrains. Pour toutes les valeurs de K/R , l'augmentation du niveau marin influencé par la condition limite, tombe à 0% au niveau de la zone de résurgence. Cette intersection stoppe la propagation de l'influence du niveau marin à l'intérieur des terres et devient l'exutoire de la partie continentale. Une telle intersection joue donc un rôle protecteur pour les zones continentales en amont hydraulique, mais au prix d'être elle-même une zone à très fort risque hydrologique. De plus, Avec le rapport K/R qui diminue, le niveau maximum h_{max} (localisé par d) se déplace vers la distance médiane entre les deux conditions limites. Cela veut dire que la création d'une zone de résurgence ne supprime pas la possibilité qu'une autre zone de résurgence se développe entre elle-même et la mer. Contrairement à la marée, la pénétration de l'influence du niveau marin moyen est beaucoup plus importante, de l'ordre de plusieurs kilomètres, quand la marée ne se propage que sur quelques centaines de mètres au maximum. Les zones post-dunaires sont donc directement menacées par l'augmentation du niveau marin moyen liée au changement climatique.

4.3 Développement des zones de résurgence

Les résultats précédents ont montré que le niveau moyen marin peut avoir un impact non négligeable sur le développement de zones de résurgence lié aux effets du changement climatique. Dans la précédente section, La condition limite au niveau de la zone de résurgence était une charge hydraulique imposée faisant tendre les niveaux piézométriques vers cette valeur. Dans cette section, aucune charge imposée n'est fixée puisque l'on souhaite observer comment une zone de résurgence peut se développer dans des contextes aquifères et topographiques différents à l'échelle d'un versant (Figure 4.5).

4.3.1 Solution analytique

En utilisant l'approximation de Dupuit (DUPUIT, 1863), comme dans la section précédente (Équation 4.4), nous faisons l'hypothèse que la nappe phréatique se confond avec la topographie de la surface du terrain de sorte que le gradient hydraulique peut être considéré comme égal à la pente topographique Θ [-]. Dans le cas de pentes homogènes avec une base imperméable horizontale et une topographie à pente constante, la solution pour déterminer le pourcentage de zones résurgentes L_S/L est fonction du rapport K/R ,

du rapport entre l'épaisseur et la longueur de l'aquifère e/L et de la pente topographique Θ :

$$\frac{L_S}{L} = \frac{1 - \frac{\Theta K e}{R L}}{1 + \frac{\Theta^2 K}{R}} \quad (4.16)$$

La validité de ce modèle analytique a été étudié (BRESCHIANI et al., 2014) et les résultats montrent que le modèle est valide lorsque $e/L_S < 0.2$. Dans cette analyse, nous écarterons les modèles où cette condition n'est pas respectée.

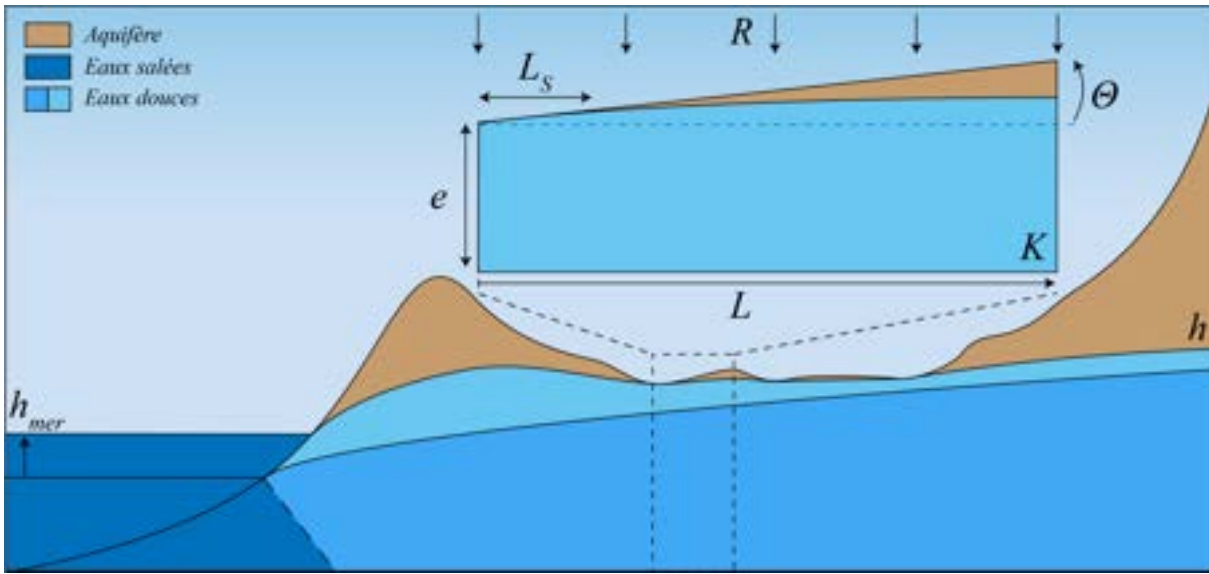


FIGURE 4.5 – Représentation conceptuelle de l'évolution des zones de résurgence L_S dans un modèle de versant contraint par sa pente topographique Θ .

4.3.2 Résultats

La solution de Dupuit prédit une diminution linéaire plus ou moins importante en fonction de la valeur de K/R , de L_S/L avec e/L (Figure 4.6, à droite). Pour une même conductivité hydraulique K , cette diminution montre qu'un aquifère avec une forte profondeur a moins de chance de développer des zones de résurgence d'eaux souterraines qu'un aquifère à faible profondeur puisque la valeur de transmissivité est plus importante facilitant les écoulements souterrains. De la même façon, L_S/L diminue avec la pente topographique Θ (Figure 4.6, à gauche). Plus le paysage est incisé avec des forts gradients topographiques et moins les zones de résurgence ont la possibilité de se développer. Dans le cas inverse, les paysages à faible gradient topographique vont développer plus facilement les zones de résurgence en surface.

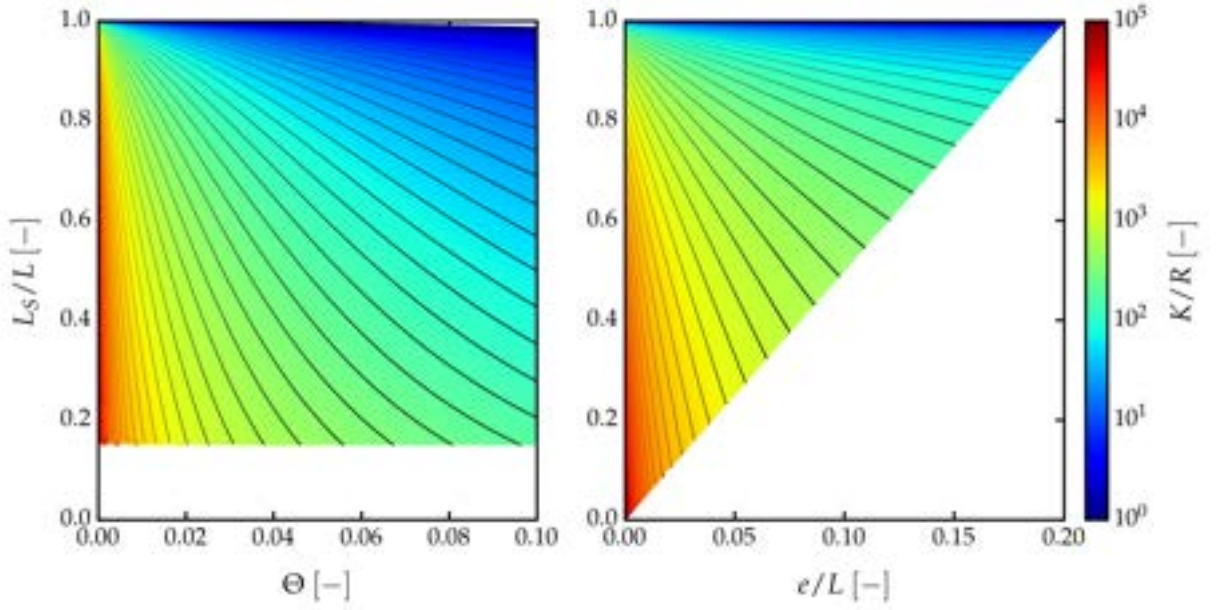


FIGURE 4.6 – À gauche : Représentation de l'évolution des résurgences d'eaux souterraines L_S/L par rapport à la pente topographique Θ pour une gamme de valeurs de K/R . À droite : Représentation de l'évolution des résurgences d'eaux souterraines L_S/L en fonction du rapport entre l'épaisseur e et la longueur L de l'aquifère pour une gamme de valeurs de K/R . Les zones blanches représentent les domaines où la solution analytique (Équation 4.16) n'est pas valide ($e/L_S < 0,2$).

CHAPITRE 5

MODÉLISATIONS CONCEPTUELLES DES TEMPS DE RÉSIDENCE DES EAUX SOUTERRAINES

5.1	Effet des conditions de recharge et d'épaisseur de l'aquifère sur la distribution des temps de résidence	60
5.1.1	Introduction	60
5.1.2	Article scientifique : Residence time distributions in non-uniform aquifer recharge and thickness conditions : An analytical approach based on the assumption of Dupuit-Forchheimer	61
5.2	Effet des résurgences sur la distribution des temps de résidence	82
5.2.1	Introduction	82
5.2.2	Article : Geomorphological Controls on Groundwater Transit Times : A Synthetic Analysis at the Hillslope Scale	82
5.3	Bilan	106

5.1 Effet des conditions de recharge et d'épaisseur de l'aquifère sur la distribution des temps de résidence

5.1.1 Introduction

Cette section propose d'explorer et de présenter l'organisation des circulations souterraines au travers de deux facteurs de contrôle : la recharge de l'aquifère et la structure de l'aquifère (Figure 5.1). La combinaison entre l'interface eaux douces/eaux salées, la complexité des structures géomorphologiques et le régime de précipitations nécessite d'être étudiée pour définir le contrôle que peut avoir la géométrie de l'aquifère et les conditions de sa recharge sur les circulations souterraines. Une étude utilisant de la modélisation analytique et numérique a permis d'évaluer les effets des conditions de recharge et d'épaisseur de l'aquifère sur la distribution des temps de résidence des eaux souterraines. L'article qui suit présente les résultats obtenus. Il a été publié en avril 2019 par la revue *Journal of Hydrology* (vol.574, 110-128).

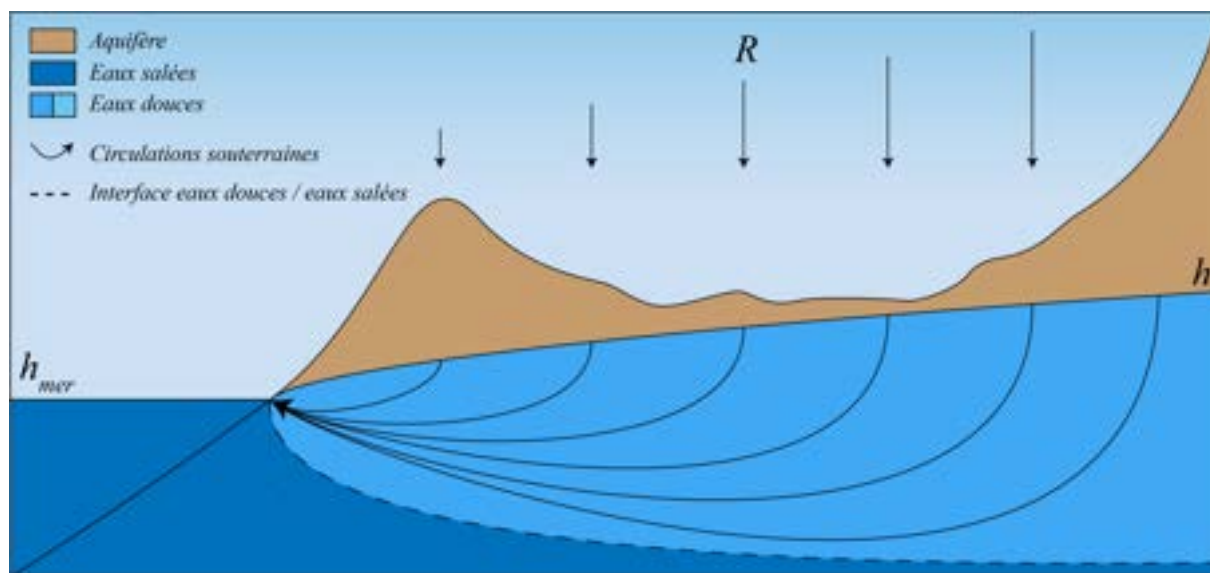


FIGURE 5.1 – Représentation conceptuelle de l'organisation des circulations souterraines face à des conditions de recharge et des variations d'épaisseur de l'aquifère contrôlées par l'interface eaux douces/eaux salées.

5.1.2 Article scientifique : Residence time distributions in non-uniform aquifer recharge and thickness conditions : An analytical approach based on the assumption of Dupuit-Forchheimer

Contribution

En plus de ma participation aux discussions pour l'écriture de cet article, j'ai réalisé la partie relative à la validation de l'approximation semi-analytique à l'aide de modèles numériques. J'ai été spécifiquement impliqué dans la comparaison des temps de résidence obtenus analytiquement et numériquement. Outre la validation de l'approximation semi-analytique, les modèles numériques ont permis d'apporter une visualisation 2D de l'évolution de temps de résidence et des champs de vitesse verticaux et horizontaux au sein de l'aquifère permettant d'interpréter les distributions de temps de résidence obtenues. Les résultats de modélisation numérique obtenus ont été retranscrits dans la Figure 3 et les annexes de l'article scientifique suivant.

Résumé

Les temps de résidence dans les aquifères résultent de leur structure interne, des processus de transport hydrodynamique et des conditions de recharge auxquelles ils sont exposés. Au-delà des distributions de temps de résidence (DTR) déjà connues pour une épaisseur d'aquifère constante et/ou une recharge uniforme, nous étudions l'effet d'une épaisseur d'aquifère et d'une recharge distribuées. Nous développons une approximation semi-analytique de la DTR pour des aquifères trapézoïdaux génériques exposés à des recharges linéairement variables. La solution est dérivée pour un aquifère homogène à section transversale 2D dans des conditions de régime permanent suivant l'hypothèse de Dupuit-Forchheimer selon laquelle les gradients de charge verticaux sont beaucoup plus petits que les gradients de charge horizontaux. L'accord étroit avec les simulations numériques 2D démontre la pertinence de l'hypothèse de Dupuit-Forchheimer pour estimer les DTR tant que l'épaisseur de l'aquifère reste un ordre de grandeur plus petit que la longueur de l'aquifère. À volume d'aquifère équivalent, la structure géométrique et les conditions de recharge entraînent des formes de DTR non triviales et complexes qui peuvent être des formes uniformes, de type Gamma, de type loi de puissance ainsi que toutes formes

intermédiaires. La variété des formes de DTR rencontrées montre la nécessité d'inclure systématiquement la structure de l'aquifère et les conditions de recharge dans l'évaluation des DTR pour leur utilisation ultérieure pour des problématiques liées à la qualité de l'eau. L'approximation semi-analytique peut être utilisée pour les DTRs dans une variété de systèmes aquifères en complément d'autres solutions existantes comme les "Lumped Parameter Models".



Research papers

Residence time distributions in non-uniform aquifer recharge and thickness conditions – An analytical approach based on the assumption of Dupuit-Forchheimer



Sarah Leray^{a,*}, Alexandre Gauvain^b, Jean-Raynald de Dreuzy^c

^a Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, RM, Chile

^b Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes – UMR 6118, F-35000 Rennes, France

^c Univ Rennes, CNRS, OSUR – UMS 3343, Géosciences Rennes – UMR 6118, F-35000 Rennes, France

ARTICLE INFO

This manuscript was handled by P. Kitanidis, Editor-in-Chief, with the assistance of Todd C. Rasmussen, Associate Editor

Keywords:

Residence time
Groundwater age
Analytical approximations
Lumped parameter models
Groundwater flow systems

ABSTRACT

Residence Times in aquifers result from their internal structure, from the hydrodynamic transport processes and from the recharge conditions to which they are exposed. Beyond the already known residence time distributions (RTD) for either constant aquifer thickness and/or uniform recharge, we investigate the effect of both distributed aquifer thickness and distributed recharge. We develop a semi-analytical approximation of the RTD for generic trapezoidal aquifers exposed to linearly-variable recharges. The solution is derived for a homogeneous 2D cross-sectional aquifer in steady-state conditions following the Dupuit-Forchheimer assumption according to which the vertical head gradients are much smaller than the horizontal head gradients. Close agreement with 2D numerical simulations demonstrates the relevance of the Dupuit-Forchheimer assumption to estimate RTDs as long as the aquifer thickness remains an order of magnitude smaller than the aquifer length. At equivalent aquifer volume, geometrical structure and recharge conditions result in non-trivial and complex RTD shapes that may be uniform, Gamma-like, power-law-like shapes as well as any intermediary shapes. The variety of RTD shapes encountered show the need to systematically include the aquifer structure and recharge conditions in the assessment of RTDs and for their subsequent use for problematics related to water quality. The semi-analytical approximation can be further used in a variety of aquifer systems in complement with other existing solutions as a Lumped Parameter Model for RTDs.

1. Introduction

Characterizing residence times in hydrologic systems is critical to both fundamental and applied issues of water quality and risk assessment. In groundwater systems, residence times range from a few days to several hundreds of thousands of years following the differences in permeability and aquifer structures (Cirpka and Kitanidis, 2001; Cook and Böhlke, 2000; Eberts et al., 2012; Koh et al., 2018; Luo and Kitanidis, 2004; Visser et al., 2013). Residence time distributions (RTDs) are fundamental intermediaries between geology, geochemistry and water quality (Leray et al., 2016). On one side, RTDs can be related to the geological structures, to the hydrodynamic forcing terms and flow patterns and to the transport of chemical species (Bethke and Johnson, 2002; Campana, 1987). On the other side, RTDs provide invaluable constraints on the fate of contaminants, on their dilution in the groundwater systems and on their potential degradation and transformation with time (Cook and Herczeg, 2000; Pinay et al., 2015).

Unlike geology or any chemical species, RTDs cannot be mapped or measured. Some of their characteristics can be determined by deconvoluting natural or anthropogenic tracer concentrations, providing essential indications on the range of residence times (Cook and Herczeg, 2000; Kazemi et al., 2005). Beyond these ranges, the shape of the RTDs cannot be measured. Shapes have been independently approached as the result of calibrated numerical models (Eberts et al., 2012; Ginn et al., 2009; McGuire and McDonnell, 2006) or postulated as analytical solutions that can be expressed on simplified aquifer cases (Amin and Campana, 1996; Małozewski and Zuber, 1982). Such expressions explicitly relate the RTD to the aquifer structure. They are used as interpretation frameworks of measured tracer concentrations to predict the full RTD on the basis of reasonable assumptions of the aquifer structure. Even if they cannot be accurate as numerical models, they can be straightforwardly used to provide first estimates of the RTD.

Among the existing analytical expressions, the exponential model is among the simplest and most widely used solutions (Ivey et al., 2008;

* Corresponding author.

E-mail address: saleray@ing.puc.cl (S. Leray).

<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.04.032>

Received 8 January 2019; Received in revised form 4 April 2019; Accepted 8 April 2019

Available online 10 April 2019

0022-1694/ © 2019 Elsevier B.V. All rights reserved.

Knowles et al., 2010; Koh et al., 2006; Long and Putnam, 2006; Manning and Caine, 2007; Osenbrück et al., 2006; Solomon et al., 2010). It has been first obtained for a continuously stirred tank reactor (Danckwerts, 1953; Eriksson, 1958). Later it has been shown to be also the solution of the flows to a well in a 2D homogeneous aquifer under the assumption of vertical integration of flows (Dupuit-Forchheimer assumption) (Haitjema, 1995; Vogel, 1967). The exponential model is constrained by a unique parameter usually taken as the mean residence time (MRT). For both of the cases mentioned above, the MRT is equal to the volume divided by the renewal flux. In the 2D aquifer case, the volume can be expressed as the product of the porosity θ by the mean saturated thickness H and the renewal flux by the recharge rate R leading to the well-known MRT τ :

$$\tau = \frac{\theta H}{R} \quad (1)$$

As shown by Eq. (1), both recharge and aquifer structure through the aquifer thickness determine the MRT although not independently. In unconfined aquifers for instance, because high recharge rates increase the saturated thickness, eventual compensations between saturated volume (θH) and recharge (R) occur (Haitjema and Mitchell-Bruker, 2005) without any systematic increase of the MRT. More generally, the MRT results from the interacting effects of topography, aquifer hydrodynamic properties and recharge patterns.

Most studies based on controlling factors of RTDs have so far focused on the effects of recharge rates, on their temporal and spatial evolutions related to orographic effects and climate change (Engdahl, 2017; Engdahl and Maxwell, 2015; Goderniaux et al., 2013; Jing et al., 2019; Maxwell et al., 2016; Niu et al., 2017; Warrier et al., 2012). Comparatively fewer studies have explored the constrain of aquifer structures and their dependence on recharge facing the challenge of consistently incorporating them and their consequences on residence times (Cardenas, 2007; Chesnaux et al., 2005; Kolbe et al., 2016; Leray et al., 2012). Even more fundamentally, relating the shape of RTDs to aquifer structure requires some concepts of groundwater flow organizations. Topography-driven flow and transport have been historically organized in nested local, intermediary and regional circulation patterns (Cardenas, 2007; Tóth, 1963; Welch et al., 2012) resulting in multiple exponential or power-law RTDs (Goderniaux et al., 2013; Kirchner et al., 2001; Wang et al., 2016). While relevant for thick unconfined aquifers under high recharge rates, shallower systems result in stronger correlations between climate, geology and geomorphology to shape the organization of flows under free-surface controls uphill and topographic controls downhill (Bresciani et al., 2016a; Condon and Maxwell, 2015; Gleeson et al., 2011; Haitjema and Mitchell-Bruker, 2005). Consequences on RTDs remain to be investigated to establish the role of variable saturated thickness (H) and recharge rate (R). Aquifer response to transient forcing terms is another pressing challenge (Engdahl, 2017; Jing et al., 2019; Maxwell et al., 2016). Finally, it should be investigated to which extend RTDs can still be analytically approached by combining simple recharge and aquifer characteristics. While analytical models have first been derived from analytical solutions of the flow equations with various boundary and sampling conditions (Jurgens et al., 2016, 2012; Leray et al., 2016; Małozewski and Zuber, 1982; Turnadge and Smerdon, 2014), RTD models have been extended to more general shapes known as Lumped Parameter Models including Lognormal and Gamma distributions and potentially SAS-STOP formalisms for transient evolutions. They are not per se solutions of the flow equation but their flexibility can approach a wide range of distributions found in theoretical and field studies (Botter et al., 2010; Kirchner, 2016; Małozewski and Zuber, 1982; Velde et al., 2012).

In this study, we propose to investigate both the effects of aquifer structure and spatially-distributed recharge on RTDs through a semi-analytical solution of the flow equation. Aquifer structure is modelled as a 2D trapezoid shape. Recharge is linearly evolving along the aquifer. The solution is developed for homogeneous aquifer in steady-state

conditions under the Dupuit-Forchheimer assumption, i.e. under dominant horizontal flows over vertical flows (Dupuit, 1863; Forchheimer, 1886). It extends previous developments for variable recharge or trapezoidal aquifers (Chesnaux et al., 2005; Etcheverry, 2001; IAEA, 2006; Leray et al., 2016). After deriving the analytical solution in Section 2, we analyse the shape of the resulting RTDs, relate them to the aquifer structure and recharge parameters and discuss their domain of validity (Section 3). We eventually discuss their relevance to natural systems with respect to the main drivers of groundwater flow and transport (Section 4).

2. Model and methods

We successively state the assumptions made on aquifer structure and recharge conditions, the analytical developments and the numerical methods used for validation.

2.1. Aquifer structure and recharge conditions

First, the aquifer is uniform. Its porosity is noted θ [-]. The aquifer is 2D cross-sectional, extending from its upstream to downstream limits at respectively $x = 0$ and $x = L$ (Fig. 1). The aquifer shape is assumed to be trapezoidal with a saturated thickness $H(x)$ linearly evolving with x according to:

$$H(x) = H_0 + \frac{H_L - H_0}{L}x \quad (2)$$

where H_L and H_0 are its thicknesses [L] at its downstream and upstream limits, respectively.

Second, the recharge is imposed on its upper boundary according to the following linear function either increasing or decreasing towards the discharge zone:

$$R(x) = R_0 + \frac{R_L - R_0}{L}x \quad (3)$$

where R_L and R_0 are the recharge rate [$L.T^{-1}$] at the downstream and upstream boundaries, respectively. Third, the discharge occurs at the downstream limit considered as a head-imposed boundary condition. Fourth, it is assumed that the Dupuit-Forchheimer assumption holds with horizontal flows dominant over vertical flows. The head gradient is essentially horizontal resulting in a horizontal flow only function of x and uniformly distributed over the aquifer thickness. Fifth, the solution is derived downstream at the aquifer outlet ($x = L$), which captures every single flow line because of the Dupuit-Forchheimer approximation. Hence, the RTD results from the fully-mixed capture of the flow lines.

It should be noted that imposing recharge and saturation implicitly constrains the permeability and its evolution along the aquifer. For example, both increasing recharge and decreasing aquifer thickness

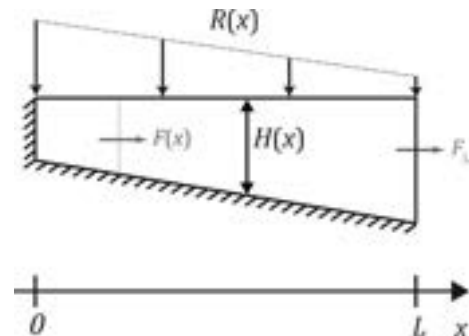


Fig. 1. Sketch of the 2D trapezoidal aquifer of thickness $H(x)$ under linearly-evolving recharge rate $R(x)$. Under the assumption of Dupuit-Forchheimer, flow F is a function of longitudinal position x only and increases up to F_L at the outlet $x = L$.

from upstream to downstream concur to let permeability increase. Under these conditions, the flow equation does not have to be explicitly solved, enabling the transport equation to be explicitly solved for various aquifer and recharge conditions.

2.2. Semi-analytical derivation

Through Dupuit–Forchheimer assumption, the flow F is assumed to be essentially horizontal as a function of the position x only:

$$F(x) = \int_0^x R(u) du = R_0 x + \frac{R_L - R_0}{L} \frac{x^2}{2} \quad (4)$$

The flow F has a quadratic form increasing from 0 at the inlet up to $F_L = \frac{R_L + R_0}{2} L$ at $x = L$ (Fig. 2a).

The transit time $t(x)$ from the recharge location x to the outlet L is obtained by integrating the inverse of pore velocity, i.e. the ratio of the flow F to the porous thickness θH :

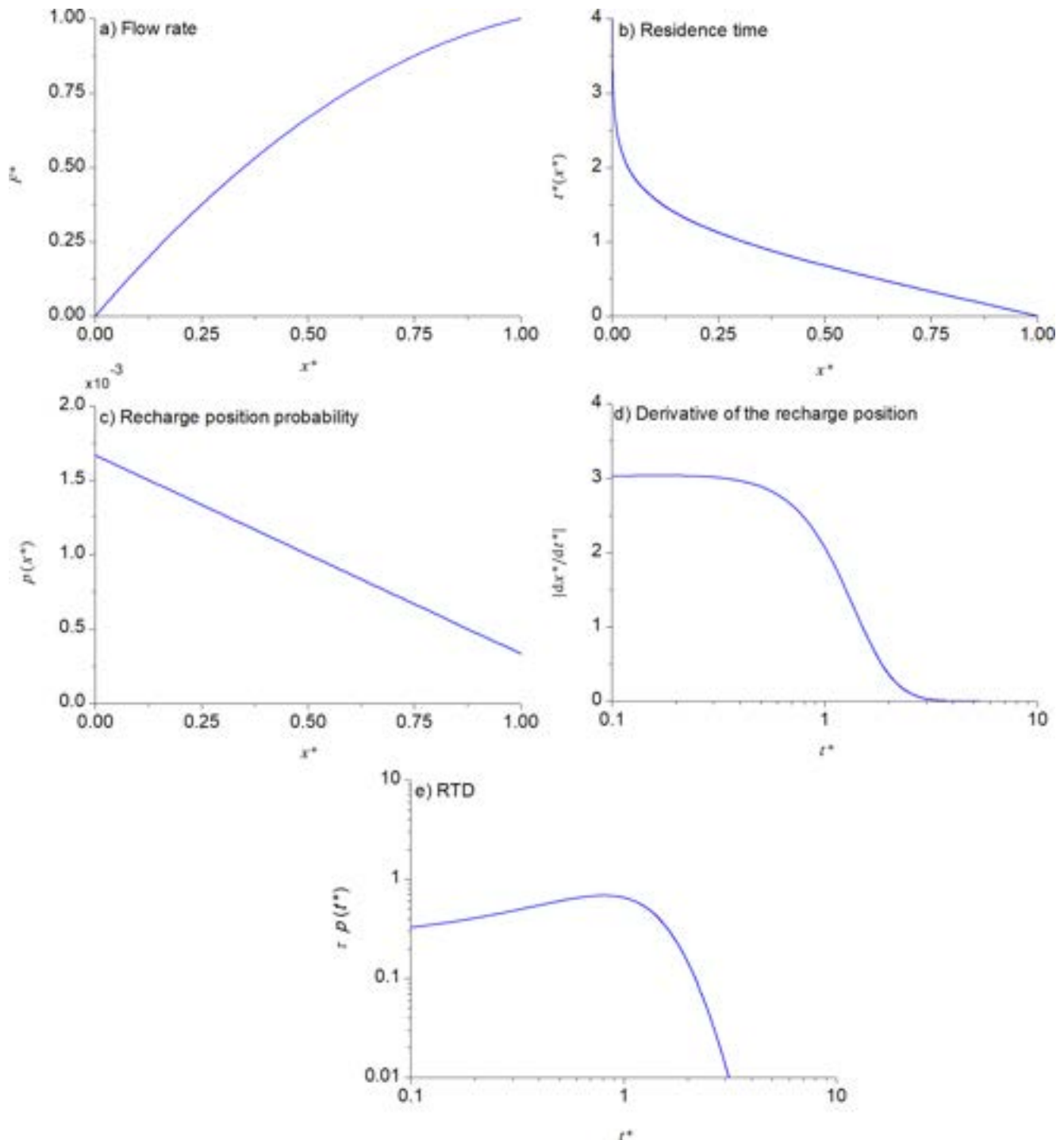


Fig. 2. a) Normalized flow $F^* = \frac{F}{F_L}$ as a function of recharge location; b) Normalized residence time as a function of recharge position; c) Recharge position distribution as a function of recharge location; d) Derivative of the recharge position to residence time; e) Residence time distribution scaled by the mean residence time τ with the following simulation parameters: $C_H = \frac{2 \times 10^2}{10^2} = 2[-]$, $C_R = \frac{2 \times 10^{-3}}{10^{-2}} = 0.2[-]$ and $\theta = 10^{-2}[-]$ corresponding to the sketch of Fig. 1.

$$t(x) = \int_x^L \frac{1}{v(u)} du = \theta \int_x^L \frac{H(u)}{F(u)} du = \theta \int_x^L \frac{H_0 + \frac{H_L - H_0}{L} u}{R_0 u + \frac{R_L - R_0}{L} \frac{u^2}{2}} du \quad (5)$$

Decomposing the integrand into irreducible factors and integrating them lead to:

$$t(x) = \theta \int_x^L \frac{H_0}{R_0 u} + \left(\frac{H_L - H_0}{L} - \frac{H_0 R_L - R_0}{R_0 L} \frac{1}{2} \right) \frac{1}{R_0 + \frac{R_L - R_0}{L} \frac{u}{2}} du \quad (6)$$

$$t(x) = -\theta \frac{H_0}{R_0} \ln \left[\frac{x}{L} \right] + \theta \left(2 \frac{H_L - H_0}{R_L - R_0} - \frac{H_0}{R_0} \right) \ln \left[\frac{R_L + R_0}{2R_0 + \frac{R_L - R_0}{L} x} \right] \quad (7)$$

The transit time $t(x)$ increases from downstream ($x = L$) to upstream ($x = 0$). Indeed, when the recharge location is close to the outlet, the flow path length is infinitesimal, so does the transit time: $t(x = L) = 0$. When the recharge location is next to the upstream boundary, the horizontal component of velocity itself tends to zero because of the impervious boundary condition and consequently the transit time diverges to infinity there: $\lim_{x \rightarrow 0} t(x) = +\infty$. The time $t(x)$ is thus a function of the hydrodynamic properties through θ , of the recharge conditions through R_L and R_0 and of the aquifer geometry through H_L and H_0 . It has a S-shaped form due to the logarithm function of Eq. (6). (Fig. 2b).

Using the dimensionless terms $x^* = \frac{x}{L}$ ($x^* \in [0, 1]$) and $t^* = \frac{t}{\tau}$, where τ is the MRT expressed as:

$$\tau = \theta \frac{H_0 C_H + 1}{R_0 C_R + 1} \quad (8)$$

where $C_R = \frac{R_L}{R_0}$ and $C_H = \frac{H_L}{H_0}$ are two dimensionless ratios characterizing the aquifer structure and recharge conditions, $t^*(x^*)$ can be derived from Eq. (6) and solely expressed as a function of these two dimensionless ratios:

$$t^*(x^*) = -\frac{C_R + 1}{C_H + 1} \ln[x^*] + \frac{C_R + 1}{C_H + 1} \left(2 \frac{C_H - 1}{C_R - 1} - 1 \right) \ln \left[\frac{C_R + 1}{2 + (C_R - 1)x^*} \right] \quad (9)$$

As t^* and x^* are independent variables, we can express the RTD as a function of the probability distribution of the recharge location $p(x^*)$:

$$p(t^*) = p(x^*) \left| \frac{dx^*}{dt^*} \right| \quad (10)$$

The distribution of the recharge location, noted $p(x^*)$, is directly derived from the flow and varies linearly with x^* from $x^* = 0$ to $x^* = 1$ (Fig. 2c):

$$p(x^*) = \frac{R(u)}{\int_{x^*=0}^{x^*=1} R(u) du} \quad (11)$$

The derivative of the recharge location x^* with the residence time t^* (Fig. 2d) is obtained by deriving Eq. (9) with respect to x^* and by taking the inverse:

$$\frac{dx^*}{dt^*} = \left(\frac{dt^*}{dx^*} \right)^{-1} = -\frac{C_H + 1}{C_R + 1} \times \frac{x^*}{2} \times \frac{2 + (C_R - 1)x^*}{1 + (C_H - 2)x^*} \quad (12)$$

Because the relation $x^*(t^*)$ is non-linear and complex, it cannot be obtained analytically. $\frac{dx^*}{dt^*}$ and then $p(t^*)$ cannot be explicitly stated as a function of t^* . $x^*(t^*)$ is consequently derived numerically using root finding algorithms - e.g. *fzero* of Matlab® (MATLAB and Statistics Toolbox, 2012) or *fsolve* of SciPy in Python language (Jones et al., 2001; Millman and Aivazis, 2011; Oliphant, 2007). This step makes the derivation semi-analytical and not fully analytical. Fig. 2e displays the resulting residence time distribution $p(t)$. The RTD has a non-trivial form resulting from the complex interplay of recharge conditions and aquifer structure.

2.3. Numerical methods

Numerical simulations for validating the analytical developments have been performed for confined aquifers with the same structure and boundary conditions. Aquifers have been uniformly discretized both horizontally and vertically to test the vertical integration of the Dupuit-Forchheimer assumption. Flow simulations have been performed with the finite difference methods implemented in Modflow (Harbaugh et al., 2017). Mesh resolutions are 1000 and 50 in the horizontal and vertical directions. A mean ratio of aquifer depth to aquifer length of 1/10 has been chosen. The smaller this aspect ratio, the more relevant is the Dupuit-Forchheimer assumption (Bresciani et al., 2016b; Haitjema, 2006, 1987). Residence times have been derived with Modpath from 1000 particles uniformly injected over the top boundary of the aquifers and weighted according to the local recharge in a postprocessing step (Pollock, 2016). Numerical RTDs are finally obtained by building the histogram of the residence times for the entire set of particles. Complementary simulations have been performed for higher aspect ratios and unconfined aquifers to investigate possible extensions of the proposed approach. In unconfined conditions, simulations have been performed with the same upstream and downstream boundary conditions, the same discretization and the same porosity, and with a permeability of 10^{-5} m/s.

3. Results

The semi-analytical solutions are first compared to numerical simulations to assess the quality of the analytical approximations. Parametric studies are further performed on the validated semi-analytical solutions to investigate the moments and the shape of the distributions.

3.1. Validation of the semi-analytical RTDs against numerical simulations

The semi-analytical solutions of Eqs. (6) and (10) for the residence time function of the recharge location and the RTD have been tested against numerical simulations performed as detailed in Section 2.3 within the (C_H, C_R) parameters space. To illustrate the validity of the solution, we present four cases where both recharge and thickness simultaneously vary. C_H and C_R are either equal to 0.1 or 10 leading to the case presented in Fig. 3 and three other cases in Fig. A1 in Appendices. In all cases, analytical and numerical solutions are close both for the recharge position *versus* residence time relation $t^* = f(x^*)$ (Fig. 3a and each a) in Fig. A1) and for the RTD (Fig. 3b and each b) in Fig. A1). Some numerical imprecisions are observed but are not significant to alter the predominance of horizontal flows over vertical flows (each e) in Fig. A1).

The assumption of the semi-analytical approximation according to which flow lines are horizontal is however not respected. Flow lines obtained numerically are indeed not horizontal as shown by the flow-lines pattern of Fig. 3c (and each c) in Fig. A1). Some curvature is observed because of the shape of the aquifer and of the specific boundary conditions (upper recharge and lateral discharge), as previously pointed out by Raats (1977). Despite this curvature, the time-coloured flow paths show mainly horizontal or sub-horizontal isochrones. Only slight deviations are observed, either upstream (cases A and B) or downstream (cases C and D) of the system. More importantly, the horizontal component of the velocity appears mainly constant over any vertical section. It is not stratified and depends only on the distance to the outlet (Fig. 3d and each d) in Fig. A1). It is also one to two orders of magnitude larger than the vertical component with only marginal possibilities to vary vertically to respect the flow continuity equation. With much smaller values, the vertical velocity varies much more with the depth H^* and position x^* following the constraints imposed by the evolving aquifer thickness and the boundary conditions (Fig. 3e and each e) in Fig. A1).

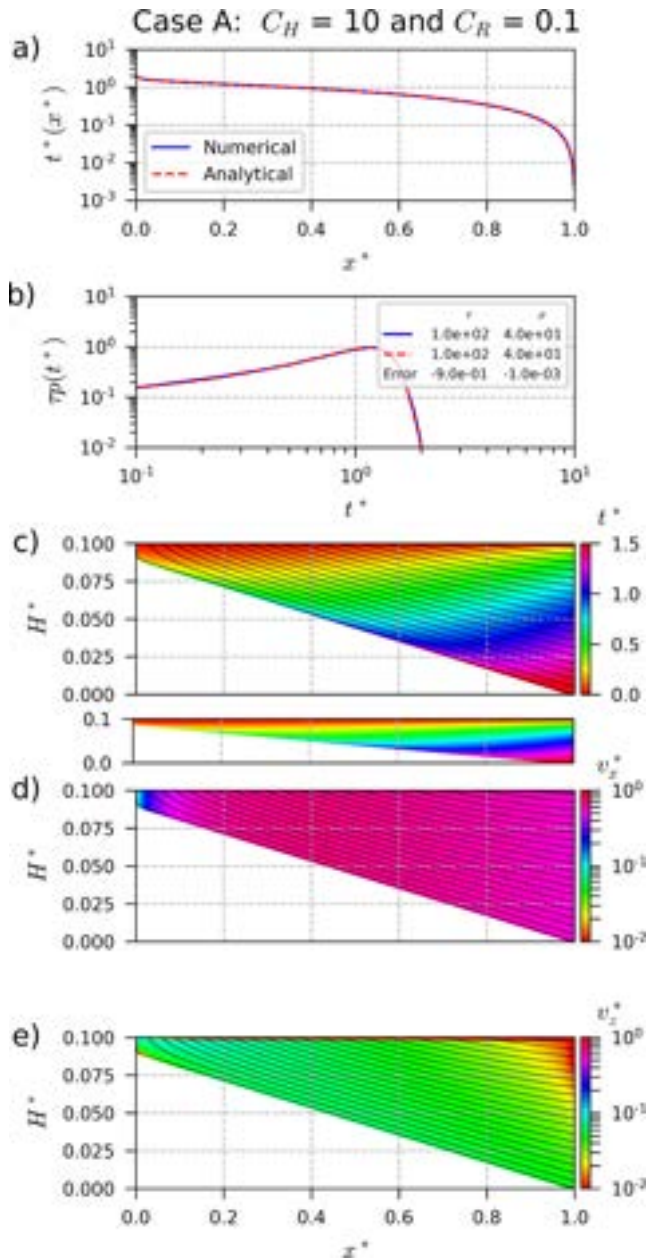


Fig. 3. Validation of the semi-analytical solution for Case A: $C_H = 10$ and $C_R = 0.1$. a) Analytical (red dash line) and numerical (blue filled line) residence time as a function of recharge position; b) Analytical (red dash line) and numerical (blue filled line) RTDs with mean residence time τ and standard deviation σ ; c) Spatial evolution of transit time along flow lines in numerical simulations, including sketch to scale; d) Normalized horizontal velocity $v_x^* = \frac{v_x L}{\tau}$ and e) Normalized vertical velocity $v_z^* = \frac{v_z L}{\tau}$. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

The relatively smaller vertical velocity comes from the assumption of the relatively thin aquifer. In fact, we further tested the solution for an aspect ratio closer to 1 (cases E and F of Fig. B1 in Appendices). For such higher but unrealistic aspect ratios, the analytical approximation diverges from the numerical solution. The uniformity of the horizontal velocity is no longer guaranteed and the vertical velocity tends to be as important as the horizontal velocity. When the aspect ratio remains smaller than 1/10 as used here for most simulations, the residence time from the inlet to the outlet is driven by the recharge location which can be explicitly related to the depth of the flow line. The assumption of vertical integration at the root of the flow equation of Dupuit-

Forchheimer holds for the advective transport conditions investigated. The relation $t^* = f(x^*)$ proposed in Eq. (9), and all the following equations, can be taken as valid approximations.

We have further confirmed that the key assumption is the small aspect ratio by investigating unconfined aquifer cases. Numerical simulations of unconfined conditions indeed show that the analytical approximation remains valid as long as the head differences remains moderate in comparison to the thickness of the aquifer with no significant differences between the linear and parabolic free surface shapes of the analytical and numerical solutions (case A of Fig. 3 and case G of Fig. C1 in Appendices). When free surface gets more convex, times tend to be systematically underestimated by the analytical approximation as a result of the linear free-surface assumption (cases H and I of Fig. C1 in Appendices). It might be partially corrected by generalizing the semi-analytical approach to parabolic aquifer profiles.

3.2. Shapes and typology of RTDs

The four cases presented in Figs. 3 and A1 show marked differences between RTDs, evolving from a peaked unimodal distribution for case A to widely distributed functions for cases B or C. Systematic sampling of the aquifer thickness and recharge conditions in the C_H and C_R parameter space confirms the broad range of RTDs and the strong impact of both factors, consistently with previous studies (Basu et al., 2012; Engdahl and Maxwell, 2015; Jing et al., 2019; Maxwell et al., 2016). Rather than the RTD itself, we display the product of the RTD with the MRT, $\tau p(t^*)$, as a function of the normalized residence time t^* to highlight the range of time scales spanned by the distributions, the proportion of water types (young, intermediate, old...) and their different shapes.

Because the parameter space covered is large, over six orders of magnitude, we display the RTDs for a few emblematic cases only and evidence how modifications of the RTD shape follow the aquifer structure and recharge conditions. Fig. 4a–c show normalized RTDs for three recharge patterns (constant, strongly decreasing downstream, strongly increasing downstream) with varying aquifer thicknesses, from the highest C_H to the lowest ones. Fig. 4d–f similarly show normalized RTDs for three emblematic aquifer structures (uniform, converging and diverging) with varying recharge patterns, from the highest C_R to the lowest ones.

A downstream-pinch aquifer, *i.e.* a converging aquifer, tends to generate younger water than an aquifer of constant thickness. Converging flow lines let velocity increase so as to maintain the overall flow rate and consequently reduce residence times. Fig. 4b shows such structural effects for a uniformly recharged aquifer. While decreasing C_H , the probability of occurrence of times smaller than the MRT – in short, young water – strongly increases as also shown by Etcheverry (2001) and Leray et al. (2016). The resulting RTD exhibits a power-law-like shape with less probable short times and a longer tail (purple curve of Fig. 4b) than with the exponential model (black curve of Fig. 4b). Inversely, an upstream-pinch aquifer, *i.e.* a diverging aquifer, tends to enhance the proportion of older water while slowing down flow upstream comparatively to an aquifer of constant thickness. In such diverging aquifers, where $C_H \gg 1$, the RTD is thus close to a uniform distribution (black dash-dot curve of Fig. 4b), known as the linear model (IAEA, 2006; Małozewski and Zuber, 1982).

Recharge gradients have qualitatively similar effects. Increased recharge close to the outlet tends to generate much younger water than a uniform recharge. Velocity is higher for the shorter flow paths close to the discharge (Etcheverry, 2001; Leray et al., 2016). It is what is shown in Fig. 4e for a constant thickness aquifer. While increasing the ratio C_R , the youngest waters are favoured and the RTD exhibits a power-law-like shape with a long tail to account for the large times induced by the low flows upstream (purple curve of Fig. 4e). Inversely, increased recharge upstream tends to focus the distribution on older water and consequently drives the RTD to a unimodal distribution with residence

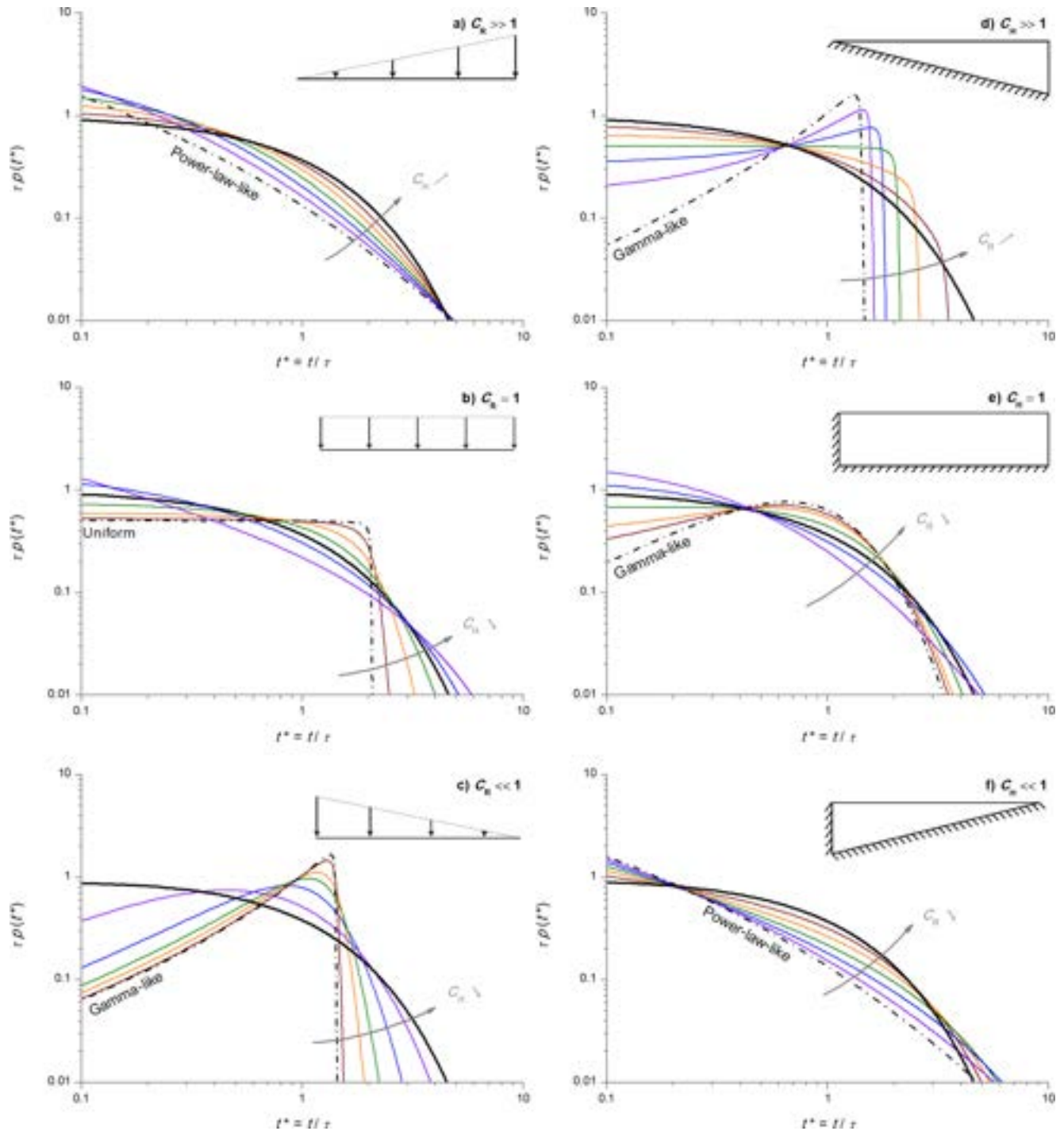


Fig. 4. Normalized RTDs for various C_H from 10^{-3} to 10^3 when: a) R significantly increases towards the discharge i.e. $C_R \gg 1$; b) R is uniform i.e. $C_R = 1$; c) R significantly decreases towards the discharge i.e. $C_R \ll 1$; and for various C_R from 10^{-3} to 10^3 when: d) H significantly increases towards the discharge i.e. $C_H \gg 1$ (diverging aquifer); e) H is constant i.e. $C_H = 1$; f) H significantly decreases towards the discharge i.e. $C_H \ll 1$ (converging aquifer). When the RTD has an exponential shape, it is represented with black filled lines. Additional typical RTDs are represented with dash-dot lines: a) and f) truncated power-law-like; b) uniform; c) to e) Gamma-like.

times clustered around the MRT (black dash-dot curve of Fig. 4e).

The aforementioned cases explore geometry and recharge rate effect independently. If both factors – geometry and recharge rate – are variable, they can either compensate or accumulate and accordingly strongly impact the RTD. When the aquifer is diverging (Fig. 4d), i.e. $C_H \gg 1$, increasing the ratio C_R tends to reduce the effect of the divergence of flow by the increase of recharge downstream. Both factors compensate and result in an RTD close to the exponential model. When recharge and geometry follow exactly the same variation, i.e. $C_H = C_R$,

they fully compensate and the classical exponential model is retrieved (black curve in Fig. 4a–f). These conclusions extend previous works, including Haitjema's (1995), according to which the exponential model remains relevant as long as both the ratio $\tau = \frac{\theta H}{R}$ and the recharge R remain constant. We show here that the recharge R does not have to be constant to recover the exponential model as long as the ratio remains constant.

When the aquifer is diverging – $C_H \gg 1$ – and the recharge is

decreasing downstream – $C_R \ll 1$, both trends increase the residence times by slowing down the flow downstream. In such a case, the RTD is typically controlled by the upstream oldest waters and becomes much narrower (black dash-dot curve of Fig. 4d). In comparison to an aquifer of constant thickness with decreasing recharge downstream (black dash-dot curve of Fig. 4e), the clustering of residence times close to the MRT is even more marked as both effects cumulate and the RTD becomes close to a Gamma distribution. Similarly-shaped RTD can be observed on Fig. 4c.

When the aquifer is converging (Fig. 4f), i.e. $C_H \ll 1$, increasing the ratio C_R further amplifies the increase of velocity close to the outlet. In that case, the RTD is typically controlled by the downstream and youngest waters. The RTD shifts towards lower residence times and has a strongly decreasing power-law-like shape with a long tail (black dash-dot curve of Fig. 4f and a).

3.3. Range and proportion of residence times

Except in very specific cases where $C_H = C_R$, aquifer recharge and thickness provide a wide range of distribution shapes covering Gamma-like, uniform and truncated power-law shapes as well as any intermediary shapes. As a more quantitative assessment of the RTD variety, we have systematically computed a deviation criterion D_{σ^2} to the exponential model, defined as:

$$D_{\sigma^2} = \frac{\sigma^2}{\tau^2} \quad (13)$$

where σ^2 is the variance of the RTD and τ^2 is the expected variance in the exponential framework in which the variance is merely equal to the square of the MRT τ . D_{σ^2} is equal to one when the RTD is an exponential distribution. It is greater than 1 for wider RTDs, i.e. RTDs for which the standard deviation is larger than the MRT. Inversely, it is lower than 1 for narrower RTDs, i.e. RTDs for which the standard deviation is smaller than the MRT.

Fig. 5 confirms the typology observed in the previous section. The RTD remains exponential on the diagonal line for $C_H = C_R$. Deviations occur in all other cases and can be significant. They are more pronounced for wider RTDs (upper left corner) than for narrower RTDs (lower right corner), the contour map having in proportion more greater values than lower values. Deviations to the expected variance in the exponential framework can reach almost 10 (upper left corner) corresponding to a ratio of variance to the squared MRT ten times higher than that of the exponential model. On the contrary, Gamma-like RTDs result in much narrower distributions up to one order of magnitude lower (lower right corner).

Looking at the first quartile of the RTDs leads to consistent conclusions. Fig. 6 shows the deviation of the first quartile D_{Q_1} , defined as:

$$D_{Q_1} = \frac{Q_1}{Q_1^{exp}} \quad (14)$$

where Q_1 is the first quartile of the RTD and $Q_1^{exp} = \tau \ln \frac{1}{1-0.25}$ is the expected quartile in the exponential framework. Similar features as for D_{σ^2} are observed. Except when $C_H = C_R$, the first quartile of the RTD significantly diverges from the exponential framework, leading up to almost a value of 3 for Gamma-like RTDs (lower right corner) and 0.03 for power-law-like RTDs (upper right corner). The fraction of younger groundwater, is thus significantly higher or lower than given by the exponential framework. Taking the example of a converging aquifer with increasing recharge rate, the RTD is power-law-like with a long tail resulting in a wider RTD as mentioned above. In such conditions, disregarding system's complexity and applying the exponential model instead would lead to an under-representation of young waters and consequently in an overestimation of the first quartile of the RTD by an order of magnitude approximately. Most importantly, the quartile deviates quickly from the exponential model. This means that even a moderate variation of structure or recharge pattern may lead to substantial deviations. For instance, $C_H = 2$ and $C_R = 0.2$ leads to a deviation D_{Q_1} close to 2. Both deviations quantitatively confirm the

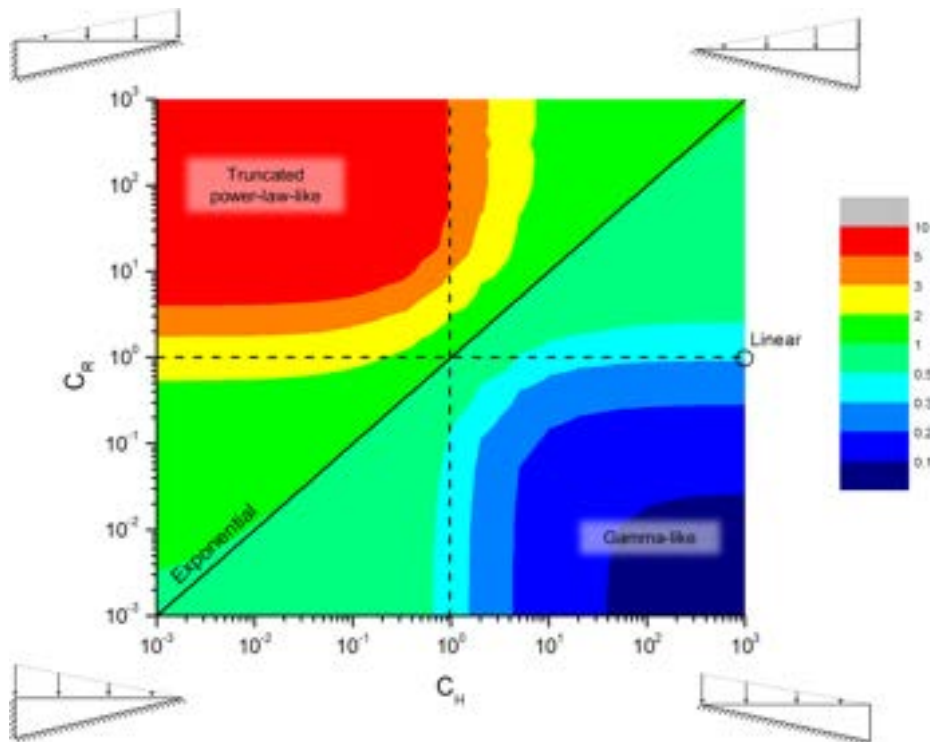


Fig. 5. Deviation of the variance of the semi-analytical RTDs in comparison to the exponential model, D_{σ^2} as defined by Eq. (13), displayed within the C_H and C_R space interpolated from simulation results performed on a 20×20 parameter space regular grid. The full line $C_H = C_R$ leads to the exponential distribution and a value of 1. Dash lines correspond to configurations where either recharge or thickness is kept constant (RTDs of Fig. 4b and e respectively). Four simple sketches of extreme configurations are further displayed at the corners where they apply.

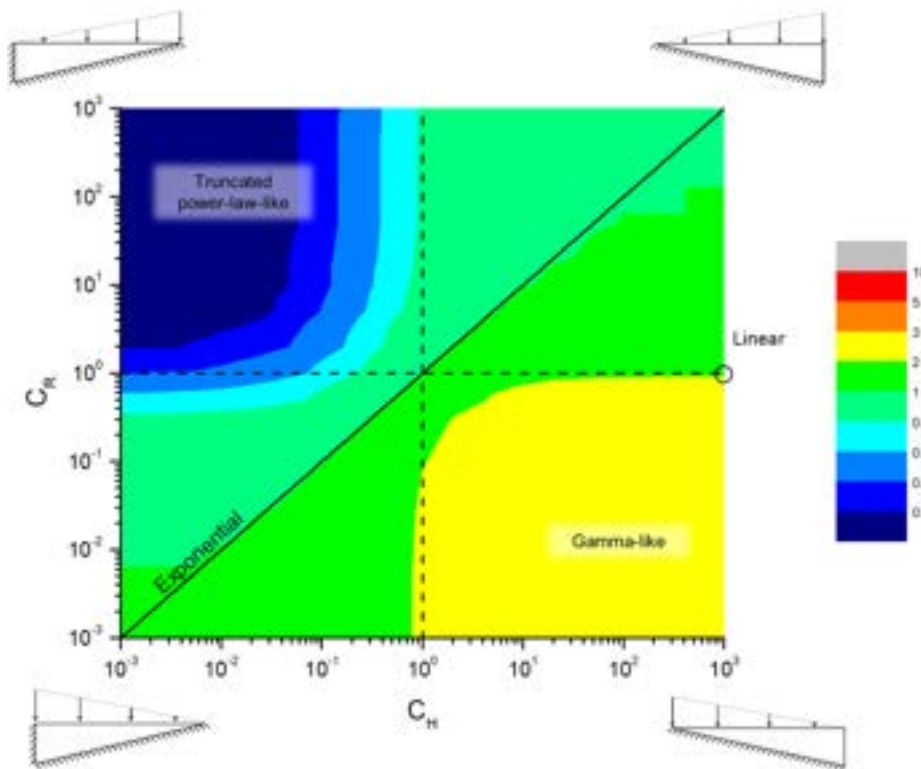


Fig. 6. Deviation of the first quartile of the semi-analytical RTDs in comparison to the exponential model, D_{Q1} as defined by Eq. (14). The additional features are the same as in Fig. 5.

significant impact of the aquifer shape and recharge distribution on the variance of the distribution as well as on its shape.

4. Discussion

4.1. Practical interest of simple RTDs

The analysis above shows that many mixing models can be obtained for aquifers with varying thicknesses under spatially evolving recharges. More precisely, the distribution results from a more complex weighting of the distance and velocity distributions complying with the flow continuity principle. As such, it can represent a wide variety of natural cases traducing the relative proportion of younger and older waters at the sampling location as well as the MRT as a function of the distribution of the volume within the aquifer following the Eq. (8). In this panel of RTD models, the exponential shape relevance is strictly limited to the very specific cases where the distribution of recharge distance from the sampling location is fully balanced by the distribution of velocity. More importantly, the standard deviation is not necessarily linked to the mean and the distribution cannot be fully defined by a unique parameter, requiring more than a single tracer to be measured.

The potentially large variations of RTD metrics, variance and first quartile of Figs. 5 and 6, show that additional information beyond the MRT are required to assess the fraction of younger or older waters represented for example by the first and last quartile of the distribution. Such information may be brought up by additional tracers or by a priori knowledge of the aquifer structure and recharge conditions, and, more generally, by the distribution of the recharge location and aquifer structure provided that the analytical developments presented in Section 2 be consistently adapted. Without requiring to build a full aquifer model for flow and transport, the present Lumped Parameter Model can already account for various conditions and be used for management purposes as to evaluate the young water fraction, first quartile of the distribution. Such an evaluation may also be assessed in

hydrogeological terms by the implicit representation of the flow line structure related to the shape of the RTD and illustrated in Figs. 3 and 4. As a first approach, it might be used in a number of applications like the management of the groundwater quality, the restoration of hydrogeological systems or the assessment of the resource vulnerability.

4.2. Domain of applicability

Fig. 7 shows the main characteristics of Fig. 5 by superimposing aquifer types or morphologies. Without pretending to be exhaustive or specific to real sites, it presents some large aquifer classes thus forming a framework for the applicability of the semi-analytical solution. The latter possibly serving as a counterpart to advanced simulations of physically-distributed models that integrate more complexity - including for instance some heterogeneity. Few strongly divergent aquifers are represented in Fig. 7. The reason for this is rather methodological given that the complete sampling of flowlines can hardly be achieved in such systems and consequently the present solution difficult to apply.

Regional alluvial basins such as the Paris (France) or Santiago (Chile) Basins are amongst the simplest systems in terms of structure (Cavelier and Pomerol, 1979; Iriarte et al., 2009; Millot et al., 2011). Such basins are also generally relatively thick, allowing to consider the saturated thickness of the upper, semi-confined or unconfined, aquifers as being relatively constant (*Alluvial Basin* of Fig. 7). Natural recharge of such systems, if not close to major orogens, may be relatively uniform. Anthropized recharge conditions, on the other hand, can be more complex. Urbanization tends to waterproof surfaces, confine aquifers and thus localize recharge, e.g. the Upper Indus and Upper-Mid Ganges basins in the Indo-Gangetic basin alluvial aquifer (Bonsor et al., 2017). In rural contexts, agriculture modulates the recharge conditions according to irrigation and surface water management, e.g. the Walla Walla Basin in Oregon (Scherberg et al., 2018). At the catchment scale, delimited by local topographic highs, one can thus expect that in urban

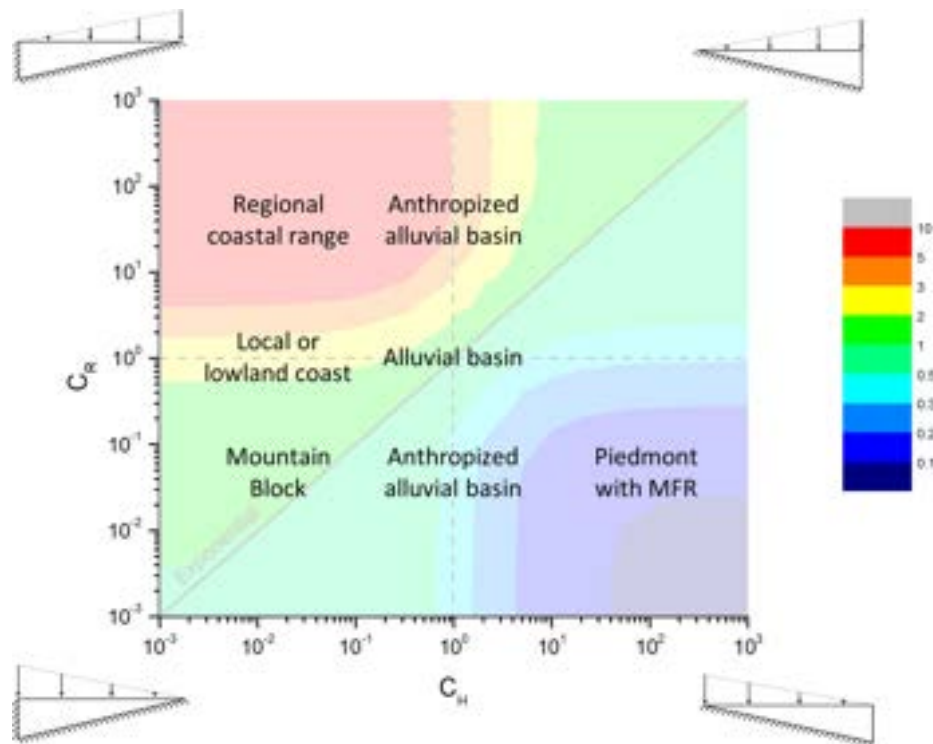


Fig. 7. Domain of applicability of the semi-analytical solution exemplified with a few aquifer morphologies. The background is the same as in Fig. 5.

context, the recharge decreases towards the centre of the basin because of a greater proportion of impervious surface. To the opposite, in agricultural context, it might grow towards the centre of the basin due to a higher agricultural cover (*Anthropized Alluvial Basin* of Fig. 7).

In mountainous context, orographic gradients are the first control of recharge. The increase in precipitation, together with the decrease in evapotranspiration, causes positive recharge gradients upstream of up to ten or more, e.g. the central Andes or the Rocky Mountains (Garreaud, 2009; Houston, 2009). If the mountainous block is sufficiently permeable, an aquifer with decreasing thickness downstream - following the geometry of the orogen - may eventually form (*Mountain Block* of Fig. 7), e.g. the Salar de Atacama basin (Marazuela et al., 2019). On the other hand, if the mountainous block is not permeable enough, the effective precipitation is mainly converted into runoff. It can thus be diverted to the mountain front and in this case feed an alluvial basin located downstream (*Piedmont with MFR* of Fig. 7). The Californian Central Basin aquifers (USGS, 2000) are a good example. The vast majority of the recharge comes from the mountain range upstream and the thickness of the basin increases downstream, e.g. the San Joaquin Valley.

In coastal context, the saltwater-freshwater interface determines the saturated thickness of the system which is decreasing and leads to a convergent flow towards the sea. If the aquifer is relatively local without a significant top-down topographic gradient, the recharge pattern remains relatively simple and uniform (*Local or lowland coast* of Fig. 7). The Coastal Basin aquifers (California, (Barlow and Reichard, 2010; USGS, 2000)) may illustrate these conditions: they develop in intra-mountainous graben or depressions where the lateral mountains feed the aquifer with a continuous, more or less uniform, lateral recharge, converging to the Pacific Ocean. At regional scale, coastal ranges such as the Coast Cordillera in Chile or Sierra Nevada in Columbia (Houston, 2007; Lobo-Guerrero and Gilboa, 1987; Squeo et al., 2006) may include additional orographic effects increasing recharge upstream (*Regional Coastal range* of Fig. 7).

At the more local hillslope scale, aquifer depth and saturated thickness may strongly evolve because of the weathering profile and

dynamics (Rempe and Dietrich, 2014). With the additional convergence or divergence of the hillslopes towards the rivers (Troch et al., 2003), velocity generally evolves from uphill to downhill and conditions both the partition between the subsurface and surface flows and the transit times to the hydrographic network (Marçais et al., 2017). In crystalline basement especially where the unconfined aquifers remain relatively shallow within the weathered zone, the distribution of the residence time might thus be more controlled by the geomorphological structures of the catchment (Kolbe et al., 2016) and by major shifts in the permeability profile between soil and aquifer layers (Berghuijs and Kirchner, 2017) than by the vertical velocity profile. The depth reached by solutes may however be determinant for the degradation of other non-conservative solutes like nitrates, as the presence of reactive reduced elements may sharply increase with depth (Kolbe et al., 2018).

5. Conclusions

We have developed a semi-analytical approximation for trapezoidal aquifers exposed to linearly-variable recharges. This new solution aims at complementing existing analytical RTDs and thereby further understanding the role and interaction of recharge conditions and aquifer structure. The solution has been developed for homogeneous 2D aquifer cross-sections in steady-state conditions following the Dupuit-Forchheimer assumption *i.e.* negligible vertical head gradient. Numerical simulations for 2D aquifers using Modflow and Modpath have been performed to validate the 1D approximation.

Validated against numerical simulations, the semi-analytical approximation proposed here presents all the distinguishing features of close-formed equations. It is formulated with a few parameters only, explicit and straightforward to use. It differentiates from existing solutions by its greater generality and flexibility. It can be used in a variety of aquifer configurations and recharge conditions. Accounting for aquifer structure and recharge gradients significantly modify the residence time distribution shape and properties. Apart from the very few cases where aquifer shape and recharge conditions have counterbalancing effects leading to classical exponential distributions, RTDs

take a variety of non-trivial forms covering Gamma-like, truncated power-law-like and uniform distributions, amongst others.

Accounting for aquifer structure and recharge gradients appears critical to improve the prediction capacity in issues related to residence times including groundwater quality, vulnerability and management. It is as well pertinent for constraining RTDs from environmental tracer measurements, given their sensitivity to aquifer structure as identified in numerous studies. Further developments in this regard could imply a generalization of recharge and thickness conditions as well as the consideration of aquifer width variations. Numerical tools would allow in such conditions to cover in particular non-monotonic or parabolic variations and explore more complex aquifer structures. The impact of

transient forcings on RTD could be as well more extendedly studied so as to quantify the relative effect of boundary conditions and hydro-dynamic properties.

Declaration of interests

None.

Acknowledgments

Sarah Leray acknowledges funding from the project CONICYT/Fondecyt de Iniciación 11170380.

Appendix A Validation of the solution in confined conditions

Fig. A1

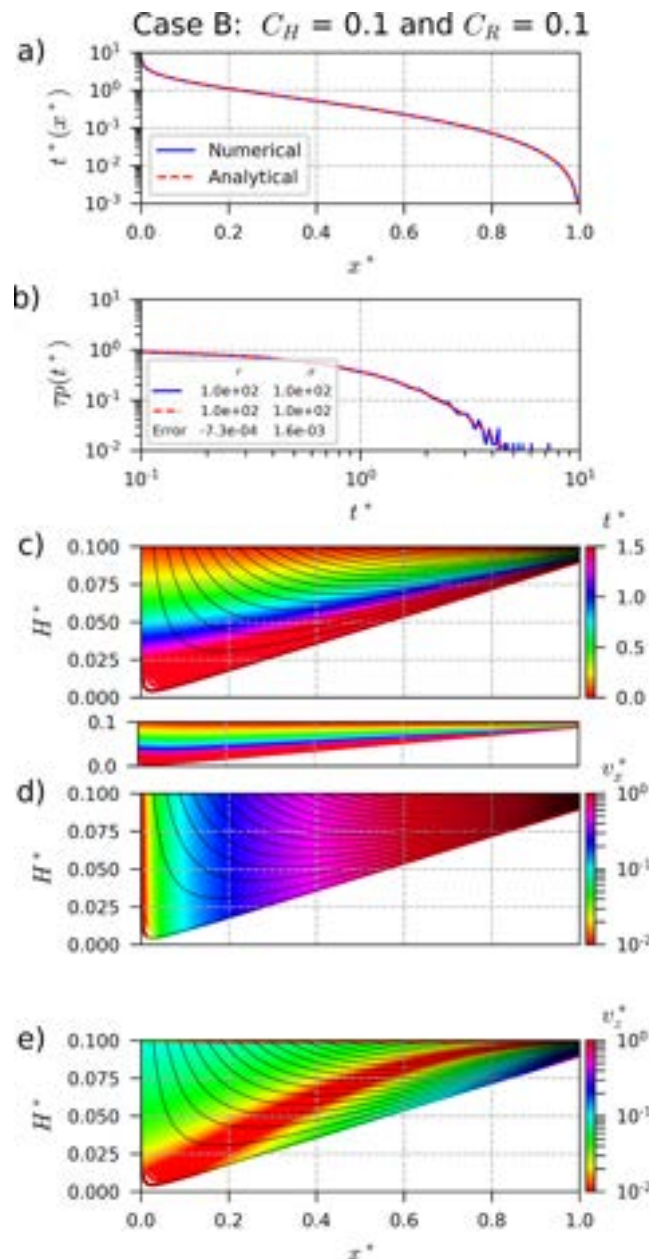


Fig. A1. Validation of the semi-analytical solution. Case B: $C_H = 0.1$ and $C_R = 0.1$; Case C: $C_H = 0.1$ and $C_R = 10$; Case D: $C_H = 10$ and $C_R = 10$. The layout is the same as in Fig. 3.

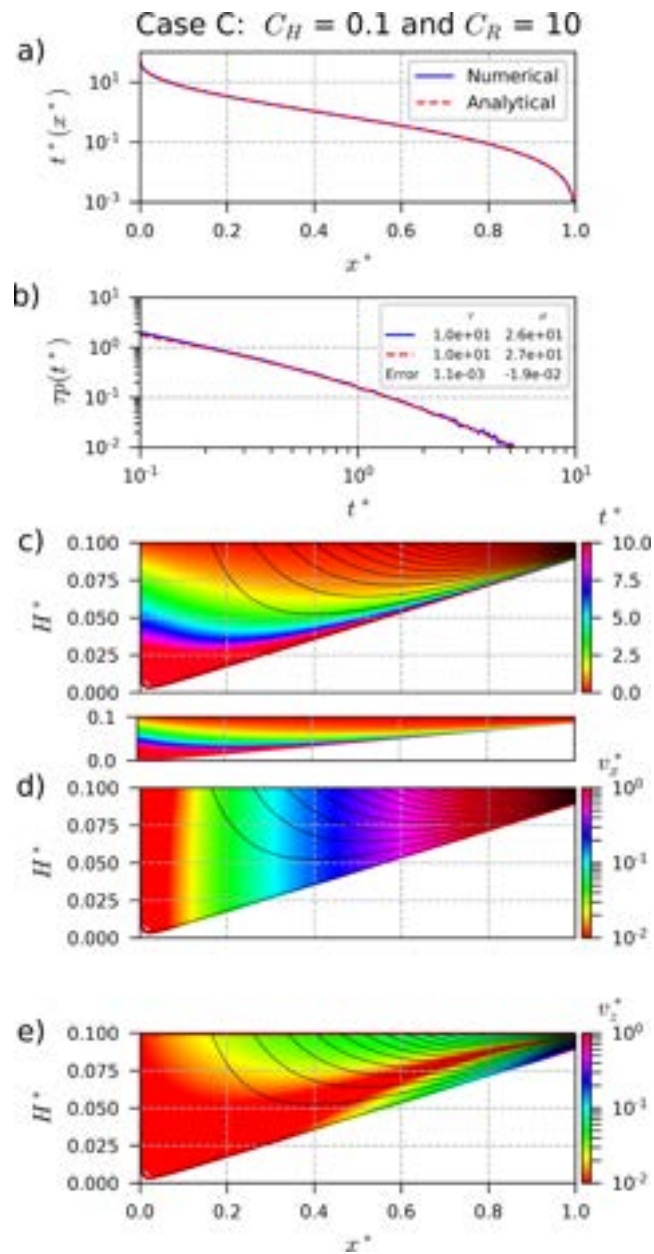


Fig. A1. (continued)

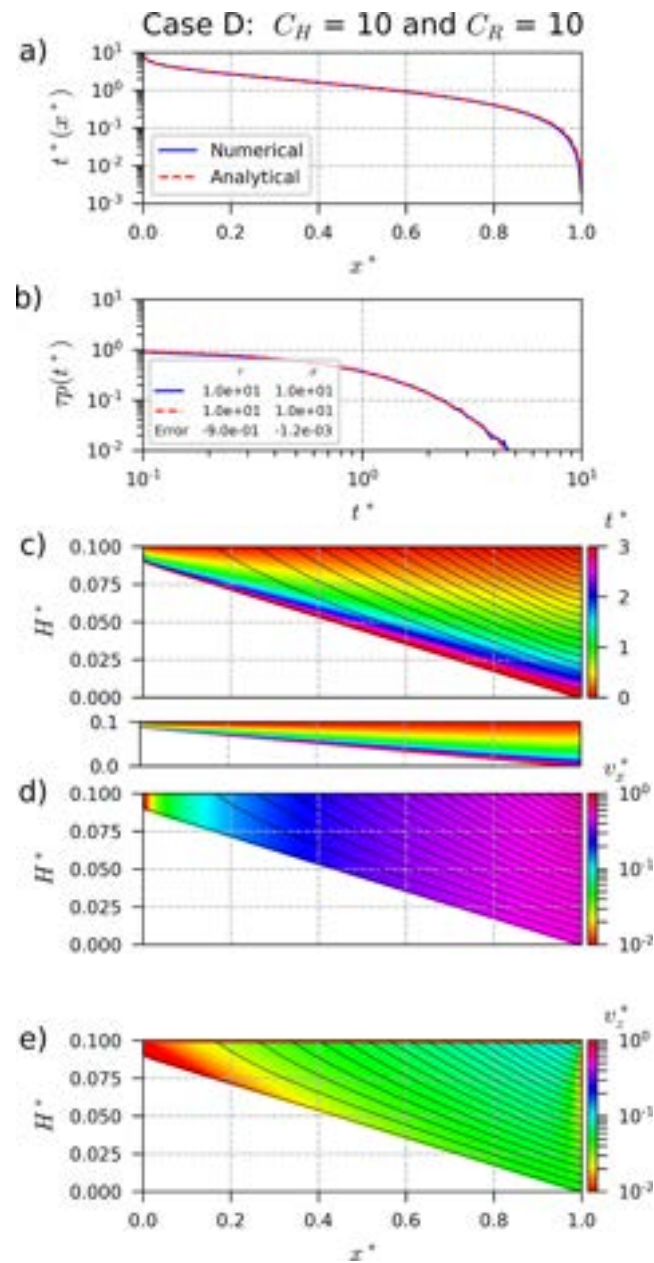


Fig. A1. (continued)

Appendix B Validation of the solution for high aspect ratio

Fig. B1

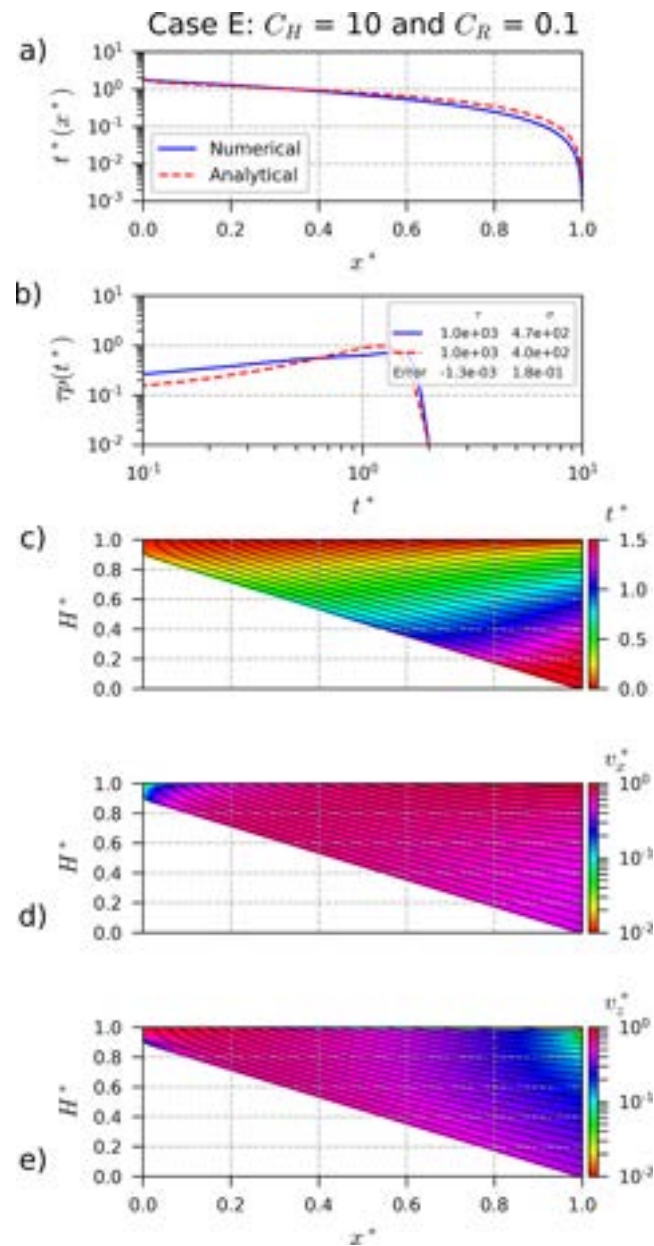


Fig. B1. Validity of the semi-analytical solution for an aspect ratio close to 1. Case E: $C_H = 10$ and $C_R = 0.1$; Case F: $C_H = 10$ and $C_R = 10$. The layout is the same as in Fig. 3.

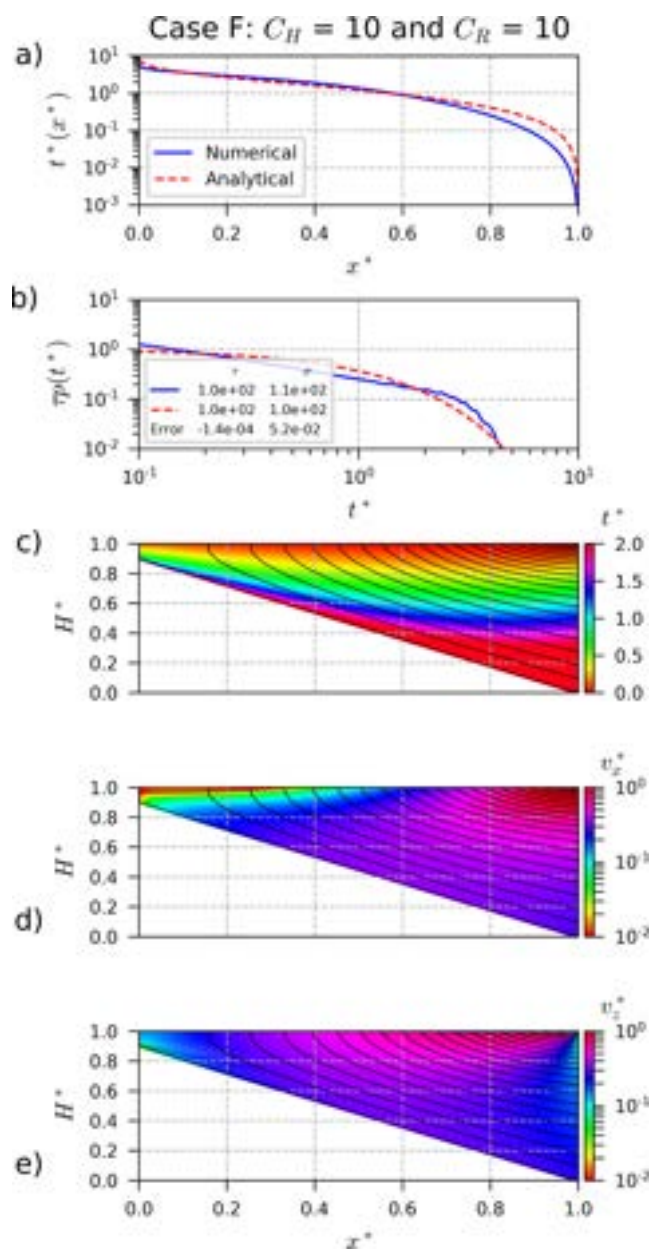


Fig. B1. (continued)

Appendix C Validation of the solution in unconfined conditions

Fig. C1

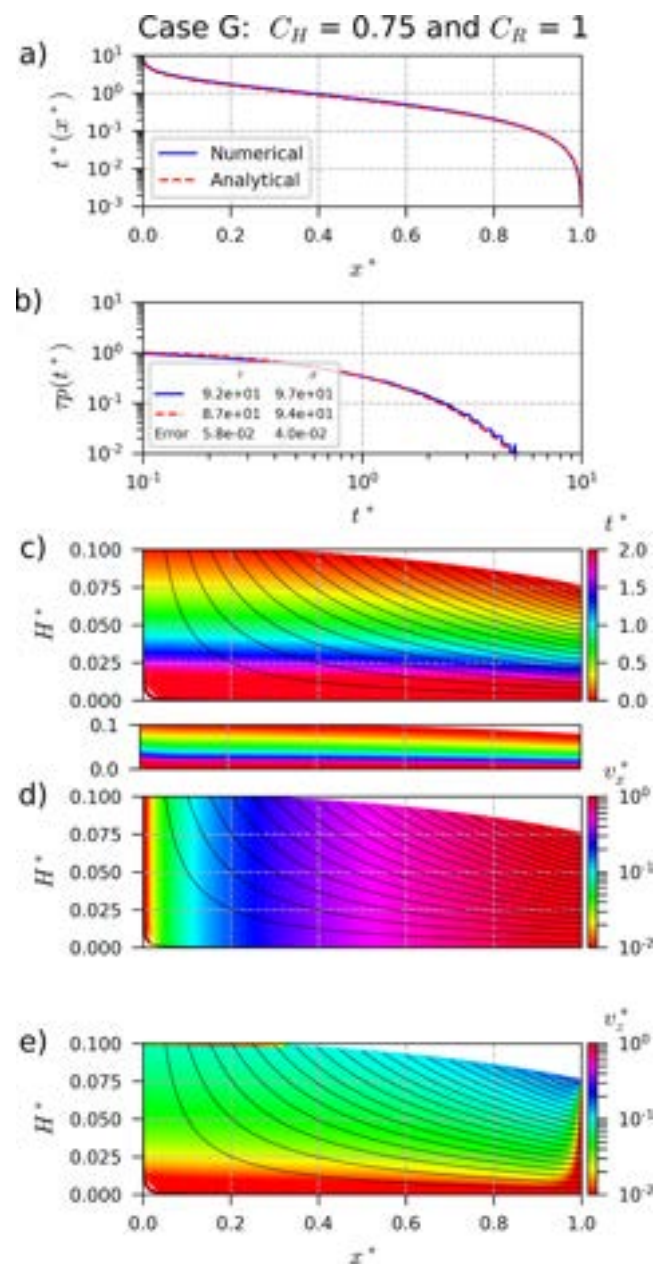


Fig. C1. Validity of the semi-analytical solution for unconfined aquifers. Case G: $C_H = 0.75$ and $C_R = 1$; Case H: $C_H = 0.5$ and $C_R = 1$ and Case I: $C_H = 0.1$ and $C_R = 1$. The layout is the same as in Fig. 3.

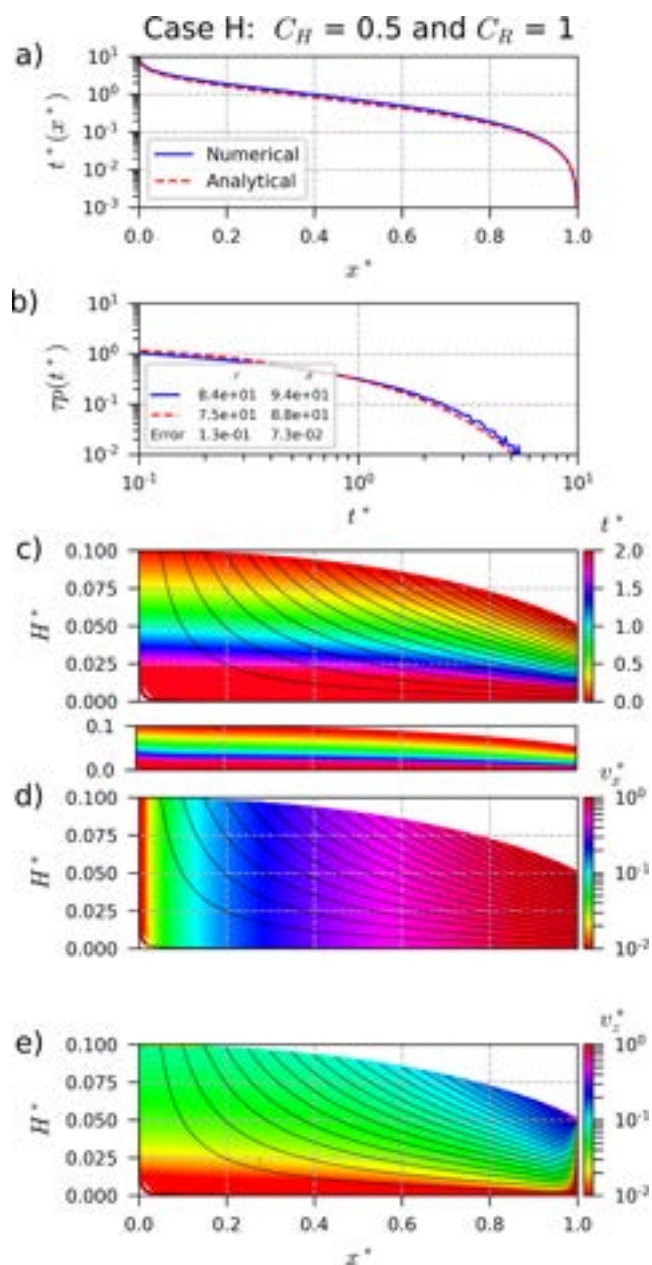


Fig. C1. (continued)

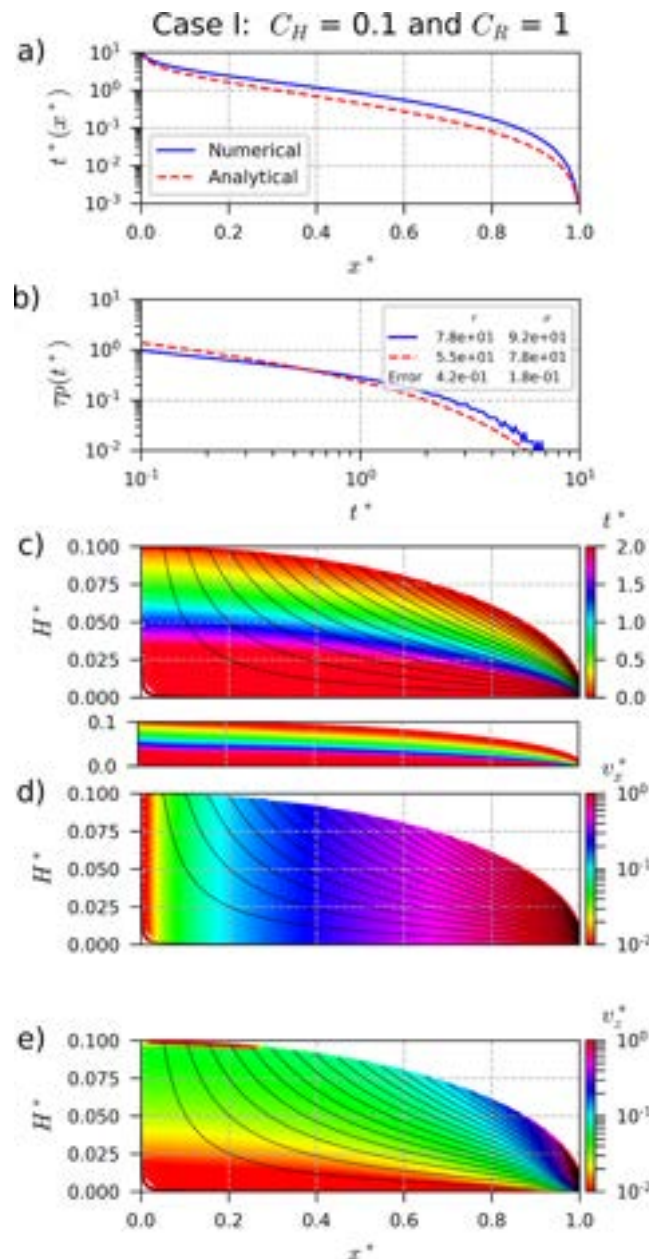


Fig. C1. (continued)

References

- Amin, I.E., Campana, M.E., 1996. A general lumped parameter model for the interpretation of tracer data and transit time calculation in hydrologic systems. *J. Hydrol.* 179, 1–21. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02880-3](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02880-3).
- Barlow, P.M., Reichard, E.G., 2010. Saltwater intrusion in coastal regions of North America. *Hydrogeol. J.* 18, 247–260. <https://doi.org/10.1007/s10040-009-0514-3>.
- Basu, N.B., Jindal, P., Schilling, K.E., Wolter, C.F., Takle, E.S., 2012. Evaluation of analytical and numerical approaches for the estimation of groundwater travel time distribution. *J. Hydrol.* 475, 65–73. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.08.052>.
- Berghuijs, W.R., Kirchner, J.W., 2017. The relationship between contrasting ages of groundwater and streamflow. *Geophys. Res. Lett.* 44, 8925–8935. <https://doi.org/10.1002/2017GL074962>.
- Bethke, C.M., Johnson, T.M., 2002. Paradox of groundwater age. *Geology* 30, 107–110. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0107:POGA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0107:POGA>2.0.CO;2).
- Bonsor, H.C., MacDonald, A.M., Ahmed, K.M., Burgess, W.G., Basharat, M., Calow, R.C., Dixit, A., Foster, S.S.D., Gopal, K., Lapworth, D.J., Moench, M., Mukherjee, A., Rao, M.S., Shamsudduha, M., Smith, L., Taylor, R.G., Tucker, J., van Steenberg, F., Yadav, S.K., Zahid, A., 2017. Hydrogeological typologies of the Indo-Gangetic basin alluvial aquifer, South Asia. *Hydrogeol. J.* 25, 1377–1406. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1550-z>.
- Botter, G., Bertuzzo, E., Rinaldo, A., 2010. Transport in the hydrologic response: travel time distributions, soil moisture dynamics, and the old water paradox. *Water Resour. Res.* 46. <https://doi.org/10.1029/2009WR008371>.
- Bresciani, E., Gleeson, T., Goderniaux, P., de Dreuzy, J.R., Werner, A.D., Wörman, A., Zijl, W., Batelaan, O., 2016a. Groundwater flow systems theory: research challenges beyond the specified-head top boundary condition. *Hydrogeol. J.* 24, 1087–1090. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1397-8>.
- Bresciani, E., Goderniaux, P., Batelaan, O., 2016b. Hydrogeological controls of water table-land surface interactions. *Geophys. Res. Lett.* 43, 9653–9661. <https://doi.org/10.1002/2016GL070618>.
- Campana, M.E., 1987. Generation of ground-water age distributions. *Groundwater* 25, 51–58. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1987.tb02115.x>.
- Cardenas, M.B., 2007. Potential contribution of topography-driven regional groundwater flow to fractal stream chemistry: residence time distribution analysis of Tóth flow. *Geophys. Res. Lett.* 34. <https://doi.org/10.1029/2006GL029126>.
- Cavelier, C., Pomerol, C., 1979. Chronologie et interprétation des évènements tectoniques cénozoïques dans le Bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 33–48.
- Chesnaux, R., Molson, J.W., Chapuis, R.P., 2005. An analytical solution for ground water transit time through unconfined aquifers. *Ground Water* 43, 511–517. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1987.tb02115.x>.

- org/10.1111/j.1745-6584.2005.0056.x.
- Cirpka, O.A., Kitanidis, P.K., 2001. Travel-time based model of bioremediation using circulation wells. *Groundwater* 39, 422–432. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2001.tb02326.x>.
- Condon, L.E., Maxwell, R.M., 2015. Evaluating the relationship between topography and groundwater using outputs from a continental-scale integrated hydrology model. *Water Resour. Res.* 51, 6602–6621. <https://doi.org/10.1002/2014WR016774>.
- Cook, P.G., Böhlke, J.-K., 2000. Determining timescales for groundwater flow and solute transport. In: Cook, P.G., Herczeg, A.L. (Eds.), *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*. Springer, US, Boston, MA, pp. 1–30. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-4557-6_1.
- Cook, P.G., Herczeg, A.L., 2000. *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*. Springer.
- Dankwerts, P.V., 1953. Continuous flow systems: distribution of residence times. *Chem. Eng. Sci.* 2, 1–13. [https://doi.org/10.1016/0009-2509\(53\)80001-1](https://doi.org/10.1016/0009-2509(53)80001-1).
- Dupuit, J., 1863. *Études Théoriques et Pratiques sur le mouvement des Eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables*, second ed. Dunod, Paris.
- Eberts, S.M., Böhlke, J.K., Kauffman, L.J., Jurgens, B.C., 2012. Comparison of particle-tracking and lumped-parameter age-distribution models for evaluating vulnerability of production wells to contamination. *Hydrogeol. J.* 20, 263–282. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0810-6>.
- Engdahl, N.B., 2017. Transient effects on confined groundwater age distributions: considering the necessity of time-dependent simulations. *Water Resour. Res.* 53, 7332–7348. <https://doi.org/10.1002/2016WR019916>.
- Engdahl, N.B., Maxwell, R.M., 2015. Quantifying changes in age distributions and the hydrologic balance of a high-mountain watershed from climate induced variations in recharge. *J. Hydrol.* 522, 152–162. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.12.032>.
- Eriksson, E., 1958. The possible use of tritium for estimating groundwater storage. *Tellus* 10, 472–478. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1958.tb02035.x>.
- Etcheverry, D., 2001. Une approche déterministe des distributions des temps de transit de l'eau souterraine par la théorie des réservoirs. Neuchâtel, Neuchâtel.
- Forchheimer, P., 1886. Über die Ergiebigkeit von Brunnen-Anlagen und Sickerschlitzten. *Z. Architekt. Ing.-Ver.* 32, 539–563.
- Garreaud, R.D., 2009. The Andes climate and weather. 24–28 November 2008, Copernicus GmbH In: *Advances in Geosciences*. Presented at the 4th EGU Alexander von Humboldt Conference “The Andes: Challenge for Geosciences” - 4th Alexander von Humboldt International Conference on The Andes: Challenge for Geosciences, Santiago de Chile, Chile, pp. 3–11. <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009>.
- Ginn, T.R., Haeri, H., Massoudieh, A., Foglia, L., 2009. Notes on groundwater age in forward and inverse modeling. *Transp. Porous Med.* 79, 117–134. <https://doi.org/10.1007/s11242-009-9406-1>.
- Gleeson, T., Marklund, L., Smith, L., Manning, A.H., 2011. Classifying the water table at regional to continental scales. *Geophys. Res. Lett.* 38. <https://doi.org/10.1029/2010GL046427>.
- Goderniaux, P., Davy, P., Bresciani, E., de Dreuz, J.-R., Le Borgne, T., 2013. Partitioning a regional groundwater flow system into shallow local and deep regional flow compartments: groundwater partitioning. *Water Resour. Res.* 49, 2274–2286. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20186>.
- Haitjema, H.M., 1987. Comparing a three-dimensional and a Dupuit-Forchheimer solution for a circular recharge area in a confined aquifer. *J. Hydrol.* 91, 83–101. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(87\)90130-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(87)90130-2).
- Haitjema, H.M., 1995. On the residence time distribution in idealized groundwatersheds. *J. Hydrol.* 172, 127–146. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02732-5](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02732-5).
- Haitjema, H., 2006. The role of hand calculations in ground water flow modeling. *Groundwater* 44, 786–791. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00189.x>.
- Haitjema, H.M., Mitchell-Bruker, S., 2005. Are water tables a subdued replica of the topography? *Groundwater* 43, 781–786. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00090.x>.
- Harbaugh, A.W., Langevin, C.D., Hughes, J.D., Niswonger, R.G., Konikow, L.F., 2017. MODFLOW-2005: USGS three-dimensional finite-difference groundwater model. <https://doi.org/10.5066/F7RF5S7G>.
- Houston, J., 2007. Recharge to groundwater in the Turi Basin, northern Chile: an evaluation based on tritium and chloride mass balance techniques. *J. Hydrol.* 334, 534–544. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.030>.
- Houston, J., 2009. A recharge model for high altitude, arid, Andean aquifers. *Hydrol. Process.* 23, 2383–2393. <https://doi.org/10.1002/hyp.7350>.
- IAEA, 2006. Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology.
- Iriarte, S., Atenas, M., Aguirre, E., Tore, C., 2009. Aquifer recharge and contamination determination using environmental isotopes: Santiago basin, Chile: a study case. In: *Presented at the Studies of isotopic hydrology in Latin America 2006*. International Atomic Energy Agency, Isotope Hydrology Section, Vienna (Austria), pp. 97–112.
- Ivey, S., Gentry, R.W., Anderson, J., 2008. Inverse application of age-distribution modeling using environmental tracers H3/He3. *J. Hydrol. Eng.* 13, 1002–1010. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2008\)13:11\(1002\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2008)13:11(1002)).
- Jing, M., Heße, F., Kumar, R., Kolditz, O., Kalbacher, T., Attinger, S., 2019. Influence of input and parameter uncertainty on the prediction of catchment-scale groundwater travel time distributions. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 23, 171–190. <https://doi.org/10.5194/hess-23-171-2019>.
- Jones, E., Oliphant, E., Peterson, P., others, 2001. SciPy: Open Source Scientific Tools for Python [WWW Document]. URL < <http://www.scipy.org/> > (accessed 12.31.18).
- Jurgens, B.C., Böhlke, J., Eberts, S.M., 2012. *TracerLPM (Version 1): An Excel® Workbook for Interpreting Groundwater Age Distributions from Environmental Tracer Data (No 2328 7055)*. US Geological Survey.
- Jurgens, B.C., Böhlke, J.K., Kauffman, L.J., Belitz, K., Esser, B.K., 2016. A partial exponential lumped parameter model to evaluate groundwater age distributions and nitrate trends in long-screened wells. *J. Hydrol.* 543, 109–126. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.011>.
- Kazemi, G.A., Lehr, J.H., Perrochet, P., 2005. *Groundwater Age*. John Wiley Sons, Inc.
- Kirchner, J.W., 2016. Aggregation in environmental systems - part 1: seasonal tracer cycles quantify young water fractions, but not mean transit times, in spatially heterogeneous catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 20, 279–297. <https://doi.org/10.5194/hess-20-279-2016>.
- Kirchner, J.W., Feng, X., Neal, C., 2001. Catchment-scale advection and dispersion as a mechanism for fractal scaling in stream tracer concentrations. *J. Hydrol.* 254, 82–101. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00487-5](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00487-5).
- Knowles, L., Katz, B.G., Toth, D.J., 2010. Using multiple chemical indicators to characterize and determine the age of groundwater from selected vents of the Silver Springs Group, central Florida, USA. *Hydrogeol. J.* 18, 1825–1838. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0669-y>.
- Koh, E.-H., Lee, E., Kaown, D., Green, C.T., Koh, D.-C., Lee, K.-K., Lee, S.H., 2018. Comparison of groundwater age models for assessing nitrate loading, transport pathways, and management options in a complex aquifer system. *Hydrol. Process.* 32, 923–938. <https://doi.org/10.1002/hyp.11465>.
- Koh, D.-C., Niel Plummer, L., Kip Solomon, D., Busenberg, E., Kim, Y.-J., Chang, H.-W., 2006. Application of environmental tracers to mixing, evolution, and nitrate contamination of ground water in Jeju Island, Korea. *J. Hydrol.* 327, 258–275. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.11.021>.
- Kolbe, T., Marçais, J., Thomas, Z., Abbott, B.W., de Dreuz, J.-R., Rousseau-Gueutin, P., Aquilina, L., Labasque, T., Pinay, G., 2016. Coupling 3D groundwater modeling with CFC-based age dating to classify local groundwater circulation in an unconfined crystalline aquifer. *J. Hydrol.* 543, 31–46. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.020>.
- Kolbe, T., De Dreuz, J.-R., Abbott, B.W., Marçais, J., Babey, T., Laverman, T., Labasque, T., Aquilina, L., Thomas, Z., Pinay, G., 2018. Structure of groundwater denitrification. *Proc. Natl. Acad. Sci.* <https://doi.org/10.1073/pnas.1711146115>.
- Leray, S., de Dreuz, J.-R., Bour, O., Labasque, T., Aquilina, L., 2012. Contribution of age data to the characterization of complex aquifers. *J. Hydrol.* 464–465, 54–68. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.052>.
- Leray, S., Engdahl, N.B., Massoudieh, A., Bresciani, E., McCallum, J., 2016. Residence time distributions for hydrologic systems: mechanistic foundations and steady-state analytical solutions. *J. Hydrol.* 543, 67–87. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.068>.
- Lobo-Guerrero, A., Gilboa, Y., 1987. Groundwater in Colombia. *Hydrol. Sci. J.* 32, 161–178. <https://doi.org/10.1080/02626668709491175>.
- Long, A.J., Putnam, L.D., 2006. Translating CFC-based piston ages into probability density functions of ground-water age in karst. *J. Hydrol.* 330, 735–747. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.05.004>.
- Luo, J., Kitanidis, P.K., 2004. Fluid residence times within a recirculation zone created by an extraction-injection well pair. *J. Hydrol.* 295, 149–162. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.006>.
- Małozewski, P., Zuber, A., 1982. Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers: 1. Models and their applicability. *J. Hydrol.* 57, 207–231. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(82\)90147-0](https://doi.org/10.1016/0022-1694(82)90147-0).
- Manning, A.H., Caine, J.S., 2007. Groundwater noble gas, age, and temperature signatures in an Alpine watershed: valuable tools in conceptual model development. *Water Resour. Res.* 43. <https://doi.org/10.1029/2006WR005349>.
- Marazuela, M.A., Vázquez-Suñé, E., Ayora, C., García-Gil, A., Palma, T., 2019. Hydrodynamics of salt flat basins: the Salar de Atacama example. *Sci. Total Environ.* 651, 668–683. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.190>.
- Marçais, J., de Dreuz, J.-R., Erhel, J., 2017. Dynamic coupling of subsurface and seepage flows solved within a regularized partition formulation. *Adv. Water Resour.* 109, 94–105. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.09.008>.
- MATLAB and Statistics Toolbox, 2012. The MathWorks, Inc., Natick, Massachusetts, United States.
- Maxwell, R.M., Condon, L.E., Kollet, S.J., Maher, K., Haggerty, R., Forrester, M.M., 2016. The imprint of climate and geology on the residence times of groundwater. *Geophys. Res. Lett.* 43, 701–708. <https://doi.org/10.1002/2015GL066916>.
- McGuire, K.J., McDonnell, J.J., 2006. A review and evaluation of catchment transit time modeling. *J. Hydrol.* 330, 543–563. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.04.020>.
- Millman, K.J., Aivazis, M., 2011. Python for scientists and engineers. *Comput. Sci. Eng.* 13, 9–12. <https://doi.org/10.1109/MCSE.2011.36>.
- Millot, R., Guerrot, C., Innocent, C., Négrel, P., Sanjuan, B., 2011. Chemical, multi-isotopic (Li–B–Sr–U–H–O) and thermal characterization of Triassic formation waters from the Paris Basin. *Chem. Geol.* 283, 226–241. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.01.020>.
- Niu, Y., Castro, M.C., Hall, C.M., Aciego, S.M., Arendt, C.A., 2017. Characterizing glacial meltwater sources in the Athabasca Glacier, Canada, using noble gases as tracers. *Appl. Geochem.* 76, 136–147. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2016.11.015>.
- Oliphant, T.E., 2007. Python for scientific computing. *Comput. Sci. Eng.* 9, 10–20. <https://doi.org/10.1109/MCSE.2007.58>.
- Osenbrück, K., Fiedler, S., Knöller, K., Weise, S.M., Sültenfuß, J., Oster, H., Strauch, G., 2006. Timescales and development of groundwater pollution by nitrate in drinking water wells of the Jähna-Aue, Saxonia, Germany. *Water Resour. Res.* 42. <https://doi.org/10.1029/2006WR004977>.
- Pinay, G., Peiffer, S., De Dreuz, J.-R., Krause, S., Hannah, D.M., Fleckenstein, J.H., Sebilo, M., Bishop, K., Hubert-Moy, L., 2015. Upscaling nitrogen removal capacity from local hotspots to low stream orders' drainage basins. *Ecosystems* 18, 1101–1120. <https://doi.org/10.1007/s10021-015-9878-5>.
- Pollock, D.W., 2016. MODPATH: A particle-tracking model for MODFLOW. <https://doi.org/10.5066/F70P0X5X>.
- Raats, P.A.C., 1977. Convective transport of solutes by steady flows II. Specific flow problems. *Agric. Water Manage.* 1, 219–232. <https://doi.org/10.1016/0378->

- 3774(77)90002-6.
- Rempe, D.M., Dietrich, W.E., 2014. A bottom-up control on fresh-bedrock topography under landscapes. *PNAS* 111, 6576–6581. <https://doi.org/10.1073/pnas.1404763111>.
- Scherberg, J., Keller, J., Patten, S., Baker, T., Milczarek, M., 2018. Modeling the impact of aquifer recharge, in-stream water savings, and canal lining on water resources in the Walla Walla Basin. *Sustain. Water Resour. Manage.* 4, 275–289. <https://doi.org/10.1007/s40899-018-0215-y>.
- Solomon, D.K., Genereux, D.P., Plummer, L.N., Busenberg, E., 2010. Testing mixing models of old and young groundwater in a tropical lowland rain forest with environmental tracers. *Water Resour. Res.* 46. <https://doi.org/10.1029/2009WR008341>.
- Squeo, F.A., Aravena, R., Aguirre, E., Pollastri, A., Jorquera, C.B., Ehleringer, J.R., 2006. Groundwater dynamics in a coastal aquifer in north-central Chile: implications for groundwater recharge in an arid ecosystem. *J. Arid Environ.* 67, 240–254. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2006.02.012>.
- Tóth, J., 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *J. Geophys. Res.* 68, 4795–4812. <https://doi.org/10.1029/JZ068i016p04795>.
- Troch, P.A., Paniconi, C., van Loon, E.E., 2003. Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 1. Formulation and characteristic response. *Water Resour. Res.* 39. <https://doi.org/10.1029/2002WR001728>.
- Turnadge, C., Smerdon, B.D., 2014. A review of methods for modelling environmental tracers in groundwater: advantages of tracer concentration simulation. *J. Hydrol.* 519, 3674–3689. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.10.056>.
- USGS, 2000. *Ground water atlas of the United States*. James A. Miller, Reston, Virginia.
- van der Velde, Y., Torfs, P.J.J.F., van der Zee, S.E.A.T.M., Uijlenhoet, R., 2012. Quantifying catchment-scale mixing and its effect on time-varying travel time distributions. *Water Resour. Res.* 48. <https://doi.org/10.1029/2011WR011310>.
- Visser, A., Broers, H.P., Purtschert, R., Süßenfuß, J., de Jonge, M., 2013. Groundwater age distributions at a public drinking water supply well field derived from multiple age tracers (85Kr, 3H/3He, and 39Ar). *Water Resour. Res.* 49, 7778–7796. <https://doi.org/10.1002/2013WR014012>.
- Vogel, J.C., 1967. Investigation of groundwater flow with radiocarbon. In: *Presented at the Symposium on Isotopes in Hydrology*. International Atomic Energy Agency, Vienna (Austria), pp. 355–369.
- Wang, J.-Z., Wörman, A., Bresciani, E., Wan, L., Wang, X.-S., Jiang, X.-W., 2016. On the use of late-time peaks of residence time distributions for the characterization of hierarchically nested groundwater flow systems. *J. Hydrol.* 543, 47–58. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.04.034>.
- Warrier, R.B., Castro, M.C., Hall, C.M., 2012. Recharge and source-water insights from the Galapagos Islands using noble gases and stable isotopes. *Water Resour. Res.* 48. <https://doi.org/10.1029/2011WR010954>.
- Welch, L.A.A., Allen, D.M.M., van, H.J., Meerveld (Ilja), 2012. Topographic controls on deep groundwater contributions to mountain headwater streams and sensitivity to available recharge. *Can. Water Resour. J./Revue canadienne des ressources hydriques* 37, 349–371. <https://doi.org/10.4296/cwrj2011-907>.

5.2 Effet des résurgences sur la distribution des temps de résidence

5.2.1 Introduction

Le chapitre précédent fait l'objet de l'étude de l'évolution des niveaux piézométriques principalement liée aux niveaux marins et de l'interaction que peut avoir la nappe phréatique avec la topographie. La section précédente présente une gamme de forme possible des distributions de temps de résidence dans l'aquifère. Dans un premier temps, l'article suivant présente à l'aide de modèles analytiques et numériques, le lien fort entre la forme de la distribution des temps de transit et la répartition du volume d'eau dans l'aquifère. Dans un second temps, il démontre quels effets les résurgences d'eau souterraine ont sur les circulations souterraines en surface et en profondeur.

L'article a été publié en juillet 2021 par la revue *Water Resources Research* (vol.57).

5.2.2 Article : Geomorphological Controls on Groundwater Transit Times : A Synthetic Analysis at the Hillslope Scale

Résumé

Nous avons étudié comment les structures géomorphologiques façonnent les Distributions de Temps de Transit (DTT) dans les aquifères peu profonds. Des simulations tridimensionnelles ont été réalisées afin de déterminer les DTT pour des versants synthétiques convergents, droits et divergents avec une pente constante. La recharge uniforme appliquée à l'aquifère est transférée au cours d'eau en régime permanent par le biais d'écoulements d'eau souterraine et d'écoulements de surface en excès de saturation. Sans infiltration, les DTT évoluent d'une distribution uniforme à une distribution de type loi de puissance en fonction de la distance moyenne du volume d'eau souterrain au cours d'eau (barycentre). Il est remarquable que le coefficient de variation (rapport entre l'écart-type et la moyenne) des DTT évolue linéairement avec le barycentre, en accord avec une prédiction théorique établie sur trois approximations analytiques pour des cas spécifiques. En cas d'infiltration, la DTT présente trois modes distincts correspondant aux écoulements rapides excédentaires, aux écoulements intermédiaires se terminant dans la zone de résurgence et aux écoulements plus lent allant jusqu'à une décharge dans la rivière. Le coefficient de variation dépend en outre de l'étendue de la zone d'infiltration. Pour un ver-

sant naturel dans le socle cristallin de Normandie (France), la même analyse synthétique démontre que le coefficient de variation n'est pas seulement déterminé par l'étendue de la zone d'infiltration mais aussi par sa structure en relation avec l'organisation géomorphologique locale et globale. Les résultats suggèrent la possibilité d'évaluer la variabilité des temps de transit en combinant l'analyse géomorphologique, les observations de saturation des sols en surface et les traceurs environnementaux.

Water Resources Research

RESEARCH ARTICLE

10.1029/2020WR029463

Key Points:

- Transit times are determined by integrated features of groundwater and seepage distribution in constant slope convergent/divergent hillslope
- The coefficient of variation of the transit time distribution scales linearly with the mean distance of the groundwater volume to the river
- The extent and structure of seepage modify the groundwater outlet and impact the distribution of transit time and increase its variability

Correspondence to:

A. Gauvain,
alexandre.gauvain@univ-rennes1.fr;
alexandre.gauvain.ag@gmail.com

Citation:

Gauvain, A., Leray, S., Marçais, J., Roques, C., Vautier, C., Gresselin, F., et al. (2021). Geomorphological controls on groundwater transit times: A synthetic analysis at the hillslope scale. *Water Resources Research*, 57, e2020WR029463. <https://doi.org/10.1029/2020WR029463>

Received 19 DEC 2020

Accepted 1 JUL 2021

Geomorphological Controls on Groundwater Transit Times: A Synthetic Analysis at the Hillslope Scale

Alexandre Gauvain¹ , Sarah Leray² , Jean Marçais³ , Clément Roques¹ , Camille Vautier¹ , Frédéric Gresselin⁴ , Luc Aquilina¹, and Jean-Raynald de Dreuzy¹ 

¹University of Rennes, CNRS, Rennes, France, ²Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile, ³INRAE, Villeurbanne, France, ⁴DREAL Normandie, Caen, France

Abstract We investigated how geomorphological structures shape Transit Time Distributions (TTDs) in shallow aquifers. Extensive three-dimensional simulations were performed to determine the TTDs for synthetic convergent, straight, and divergent hillslopes with a constant slope. The uniform recharge applied on top of the aquifer is transferred to the receiving stream through steady-state groundwater flows, return flows and saturation excess overland flows. Without seepage, TTDs evolve from uniform- to power law-like- distributions depending on the average distance of the groundwater volume to the river (barycenter). Remarkably, the coefficient of variation (ratio of the standard deviation to the mean) of the TTDs scales linearly with the barycenter in agreement with a theoretical prediction based on three analytical approximations derived for specific cases. With seepage, the TTD has three separate modes corresponding to rapid saturation excess overland flows, to the intermediate flow paths ending in seepage area and to the slower flow paths going all the way to a discharge in the river. The coefficient of variation additionally depends on the extent of the seepage area. For a natural hillslope in the crystalline basement of Normandy (France), the same synthetic analysis demonstrates that the coefficient of variation is not only determined by the extent of the seepage zone but also by its structure in relation to the local and global geomorphological organization. The results suggest the possibility to assess the variability of transit times by combining geomorphological analysis, surface soil saturation observations and environmental tracers.

1. Introduction

Water transit times vary over several orders of magnitude in between and within each of the main compartments of the hydrological cycle (Sprenger et al., 2019). This distribution has fundamental consequences for the water availability, renewal (Gleeson et al., 2016; Jasechko et al., 2017) and quality (Appelo & Postma, 1994; Wachniew et al., 2016). This is especially the case for shallow aquifers in direct connection to anthropogenic activities. Water ages broadly range from some weeks to several decades. This has immediate consequences on the transmission or buffering of recharge deficits and contamination loads (Cuthbert et al., 2019). Being intermediary between the surface and the deeper subsurface, shallow subsurface flows are potentially controlled by both geology and geomorphology (Bresciani et al., 2016; Fan & Bras, 1998; Haitjema & Mitchell-Bruker, 2005). Globally, they follow the conductive subsurface structures down topographical gradients and discharge in saturated zones (Fetter, 2000; Leray et al., 2012; Ogden & Watts, 2000). Yet, it remains largely unknown how geology and geomorphology shape the transit time distribution (TTD). Transit time is defined here as the time needed for any parcel of water to go from its recharge in the groundwater system to its discharge in the receiving water bodies (e.g., stream, lake). In this study, we distinguish “geology” from “geomorphological” constraints based on the effective hydraulic parameters and the structure of the topography respectively.

The controls of geology on flow partitioning and transit times has mainly been addressed for global aquifer structures. For subsurface flows, the mean transit time directly scales with the overall volume of the aquifer (Bolin & Rodhe, 1973; Cornaton & Perrochet, 2006; Eriksson, 1971) regardless the degree of its internal heterogeneity (Bethke & Johnson, 2002). In semi-confined aquifers where geology is the dominant controlling factor through the aquifer thickness, the shape of the TTD under uniform recharge follows the distribution of water within the system (Leray et al., 2019). The TTD is exponential when the aquifer volume is uniformly distributed (Haitjema, 1995) or without any marked trends (Luther & Haitjema, 1998). It evolves to

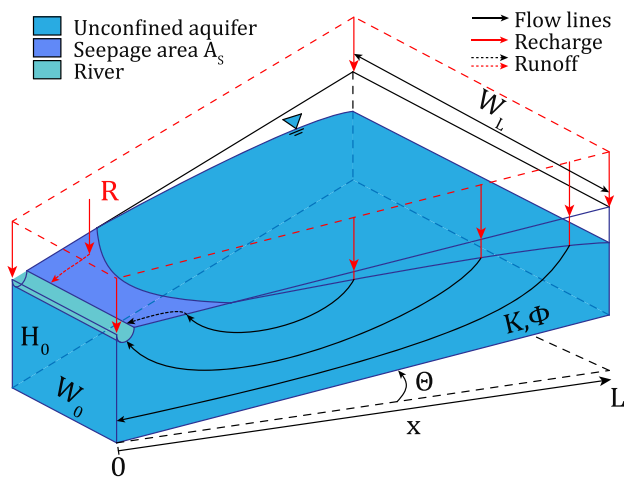


Figure 1. Synthetic hillslope models with their parameters.

power-law like distributions with higher standard deviations when the aquifer volume is located further away from the outlet (Etcheverry & Perrochet, 2000). It becomes uniform with lower standard deviations when the aquifer volume is clustered close to the outlet (Etcheverry, 2001; IAEA, 2006; Leray et al., 2019; Małoszewski & Zuber, 1982). The variability of the distribution increases with the relative distance of the saturated volume to the outlet. Even though the structure of the aquifer appears to be a primary driver of the shape of the TTD (Eberts et al., 2012; Leray et al., 2012, 2016), it has been mainly related to the hillslope geological characteristics and much less to its geomorphological characteristics.

However, geomorphology is a primary controlling factor of the dynamics of surface and shallow subsurface flows (Beven & Wood, 1983; Rodríguez-Iturbe & Valdés, 1979). Response functions to climatology have been and remain an active field of research at the integrated regional scales (Condon & Maxwell, 2015), at the catchment scale (Ambroise et al., 1996; Cudennec et al., 2004; Hrachowitz et al., 2013; Kirchner et al., 2001) and at the more local hillslope scale involving mechanistic models of Boussinesq flows (Berne et al., 2005; Bogaart & Troch, 2006; Lyon & Troch, 2007). Climatic conditions and topographic structures

(e.g., slope, flow path distances over flow gradients) directly impact the saturation state and condition transit times as shown by global analyses across different geomorphic provinces (McGuire et al., 2005; Tetzlaff et al., 2009).

Fewer studies have investigated the direct control of topography on transit times partly because of the inherent difficulty to untangle the effects of climate and topography (Remondi et al., 2019; Seeger & Weiler, 2014). Analyses based on mechanistic models calibrated for well-instrumented sites have confirmed the dependence of the mean transit time on the catchment wetness with seasonal shifts in the contribution of shallower and deeper flow paths (Remondi et al., 2018; Yang et al., 2018). The fraction of young water increases with the mean slope (Remondi et al., 2019) suggesting an effect of topographic structures on the TTD. This link between the distribution of groundwater, the geomorphological structures, the TTD and associated control factors is however not clearly established.

Here, we investigate how geology and geomorphology shape TTD for shallow free aquifers conditions at the hillslope scale. We define “local” as the conditions for which flow lines dominantly end up in the closest river downhill and only marginally go below the stream to eventually reach another outlet (Gburek & Folmar, 1999). Thus, the local scale is typically the hydrologically defined hillslope (Kirkby, 1978). Using three-dimensional (3D) steady-state flow and transport simulations, as well as simplified analytical developments for a synthetic hillslope model, we analyze the influence of the aquifer and topographic structures on the mean and standard deviation of the TTD. The coefficient of variation (or relative standard deviation) defined as the ratio of the standard deviation to the mean of the TTD, is used to determine the relative dispersion and the shape of the TTD. We seek to relate it to geomorphological and hydrological indices that may be inferred in natural hillslopes. We more specifically explore indices related to the distribution of the effective water volume within the aquifer and its interaction with the surface through the characterization of the seepage area. We assess the relevance of these indices on models of natural hillslopes in a crystalline basement area of Normandy (France). We discuss their application in conjunction with age tracers to assess hillslope TTD.

2. Hillslope Structures, Flow and Transport Models and Methods

2.1. Synthetic Hillslopes

Synthetic hillslopes (Figure 1) that were modeled were classic convergent, straight and divergent hillslopes used in several previous studies (Fan & Bras, 1998; Marçais et al., 2017; Matonse & Kroll, 2009; Troch et al., 2003).

Hillslopes extend over a length L [L] from the river downstream ($x = 0$) to the water divide upstream ($x = L$). Hillslopes have a constant thickness H_0 [L] and a constant slope Θ [–]. Both the surface and the soil-bedrock interface have the same tilt Θ . Hillslope shape is defined by the shape coefficient C_w [–]:

$$C_w = \frac{W_0}{W_L} \quad (1)$$

where W_0 [L] is the downstream hillslope width and W_L [L] the upstream hillslope width. The hillslope width $W(x)$ [L] is a linear function of the distance to the river x :

$$W(x) = \frac{W_L - W_0}{L}x + W_0 = W_L \left[1 + (C_w - 1) \left(1 - \frac{x}{L} \right) \right]. \quad (2)$$

Hillslopes are convergent when $C_w < 1$, straight for $C_w = 1$ and divergent for $C_w > 1$. The hydraulic conductivity K [$L.T^{-1}$] is constant throughout the system and the recharge rate R [$L.T^{-1}$] is uniformly distributed.

The shape coefficient C_w , the tilt Θ , the thickness to length ratio H_0 / L and the recharge to hydraulic conductivity ratio R / K condition the thickness of the aquifer and its intersection with the surface. These parameters were varied over a broad range of values (see Section 3.5) to provide a large variety of hillslope configurations: from thin hillslopes ($H_0 / L = 10^{-2}$) to thick hillslopes ($H_0 / L = 10^{-1}$), from highly convergent hillslopes ($C_w = 10^{-2}$) to highly divergent hillslopes ($C_w = 10^2$), and from flat hillslopes ($\Theta = 0\%$) to steep hillslopes ($\Theta = 10\%$). To study the impact of the seepage area, we simply added a topographic limit allowing the development of the seepage area A_s [L^2]. This limit is placed in such a way that the thickness is fixed to H_0 (distance between the surface and the bedrock limit).

2.2. Natural Hillslope

We additionally analyzed a natural hillslope structure in the western part of Normandy (France). The hillslope is defined on the basis of the hydrological catchment and extracted by defining all surface flow paths to a limited section of a downstream perennial river close to the Atlantic coast. The extraction was performed using TopoToolbox (Schwanghart & Scherler, 2014). The hillslope is approximately 3 km by 1 km. The elevation range varies between 5 and 70 m. It is almost straight ($C_w = 2.43$) with a cliff at the limit between relatively flat upstream and downstream sections (Figure 2). Such cliffs are common in this area. They are mainly due to a transition between an overlying crystalline basement with permeable upper layer dipping below a sedimentary prism composed of sands, both resting on the same impermeable bedrock (Doré et al., 1988; Dupret et al., 1987). In spite of some degree of heterogeneity, the hydraulic conductivity and porosity are assumed to be homogeneous so as to focus on the sole effect of the morphology of the aquifer. The aquifer is mostly shallow with typical depths much smaller than its lateral extents, similar to the synthetic hillslopes. The recharge is assumed uniform, considering the moderate relief of the area. Natural and synthetic cases differ by the roughness of the topography and of the soil-bedrock interface. In the synthetic case, the topography is gently increasing with a constant slope from the river to the hillslope divide. In the natural case, the slope varies along the major cliff structure and has smaller scale local depressions. To investigate the relative effects of the local and global scale structures, we use the DTM at a resolution of 5 m (IGN, 2018) and smoothed topographies obtained by using the moving average function “filter” of TopoToolbox (Schwanghart & Scherler, 2014) parameterized by a smoothing scale (Figures 2c and 2d). The studied topographies thus range from the one with “natural” roughness to the synthetic one where only the larger wavelengths are maintained.

2.3. Flow Model

Hydrodynamic flow and transport models were applied both to the synthetic and natural hillslopes. Flows were modeled by the Laplace equation (Bear, 1972; Bresciani et al., 2014; Neuman & Witherspoon, 1970):

$$\nabla \cdot (K \nabla h) = 0 \text{ in } \Omega \quad (3)$$

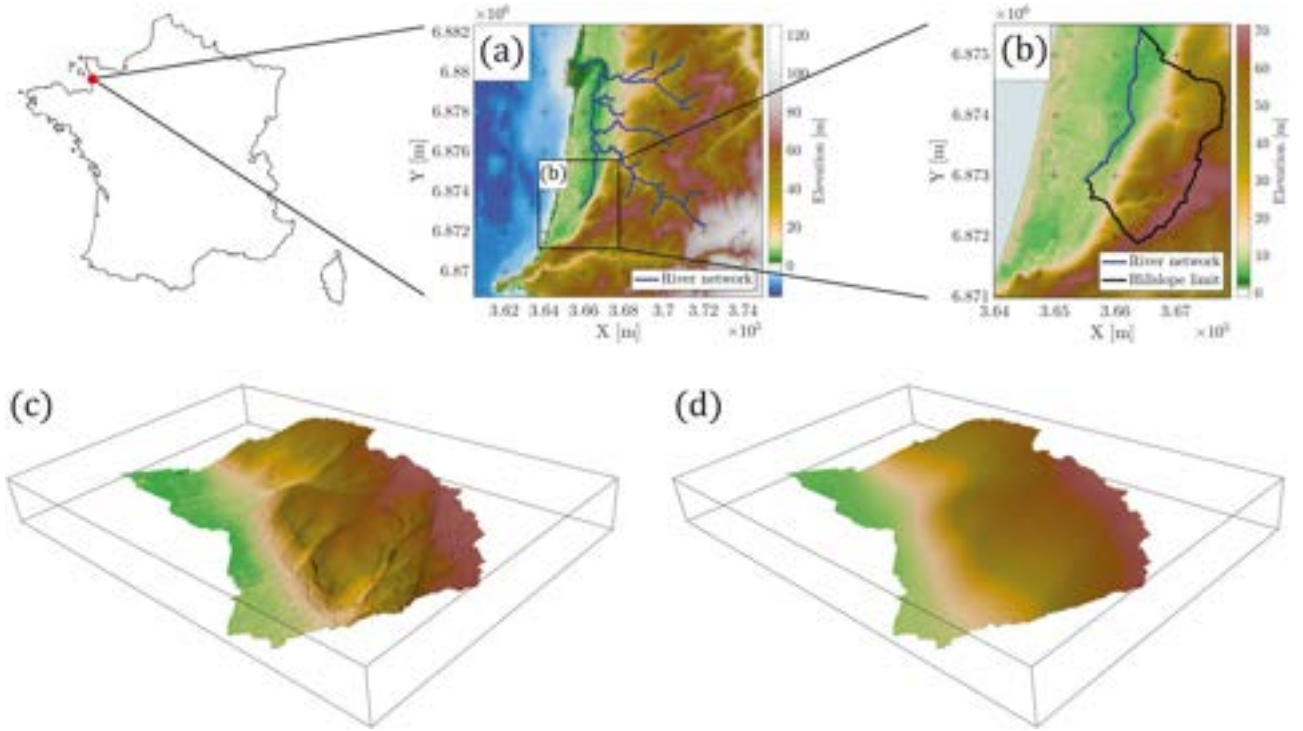


Figure 2. Hillslope location (b) in the Normandy catchment (a). 3D visualizations for a real topography at a resolution of 5 m (c) and the smoothed topography obtained with a smoothing scale of 500 m (d).

where h [L] is the hydraulic head and K [$L \cdot T^{-1}$] is the hydraulic conductivity. K is assumed to be homogeneous and isotropic. The Laplace equation is defined for the saturated domain Ω limited upstream by the groundwater divide (Γ_N), which is a no flow boundary condition:

$$K \frac{\partial h}{\partial N} = 0 \text{ at } \Gamma_N \quad (4)$$

where the derivative operator is taken with respect to the exterior normal N . Downstream, at the river (Γ_R), the head is fixed at a constant value H_0 :

$$h = H_0 \text{ at } \Gamma_R. \quad (5)$$

At the top, the free surface (Γ_F) and the seepage area (Γ_S) of the aquifer are represented by:

$$h = z \text{ at } \Gamma_S \text{ and } \Gamma_F, \quad (6)$$

$$K \frac{\partial h}{\partial N} = R \text{ at } \Gamma_F. \quad (7)$$

The recharge R is uniform over the hillslope. All water infiltrates in the section where the aquifer remains below the surface. The recharge that does not infiltrate becomes a saturation excess overland flow that is directed to the downslope river. The distribution of saturation in the hillslope depends on both the hillslope structure and the recharge to hydraulic conductivity ratio R / K . Larger R / K ratios, flatter, more convergent and thinner hillslopes promote the development of large saturated zones, which area A_S will be compared to the hillslope area A as the ratio of saturated area A_S / A . Below the surface, the aquifer structure is characterized by its volume V [L^3] given by the integration of the cross-sectional surface $V(x)$ [L^2] and its distribution within the hillslope relative to the river measured by the barycenter ξ expressed in a dimensionless form as:

$$\frac{\xi}{L} = \frac{\int_0^L \frac{x}{L} V(x) dx}{\int_0^L V(x) dx}. \quad (8)$$

2.4. Transit Times

The volume V has been previously related to the mean transit time. The organization of the volume within the hillslope characterized by ξ / L will be tested as a proxy of the variability of the transit times in the aquifer. The mean transit time t over the porosity is directly given by the renewal rate expressed by the aquifer volume V over the hillslope area A multiplied by the recharge R :

$$\frac{\langle t \rangle}{\Phi} = \frac{V}{AR}. \quad (9)$$

This equation holds regardless of the distribution of the aquifer volume within the hillslope and of the distribution of flows between the surface and the subsurface flows. Knowing the mean transit time, the coefficient of variation CV is considered as a normalized expression of the transit time variability. It is expressed by:

$$CV = \sqrt{\frac{\langle t^2 \rangle}{\langle t \rangle^2} - 1}. \quad (10)$$

To determine the transit times and their distribution, we solved the advection equation expressed in the Lagrangian framework with a classical particle tracking (Kinzelbach, 1988):

$$\left\{ \begin{array}{l} \Phi \frac{dX(t_0, t)}{dt} = K \nabla h(x, y, z) \\ X(t = t_0) = \begin{pmatrix} x_0 \\ y_0 \\ z_0 = h(x_0, y_0) \end{pmatrix} \end{array} \right. \quad (11)$$

where $t [T]$ is the transit time, $t_0 [T]$ is the initial time, $X [L]$ is the trajectory vector and x_0, y_0 , and $z_0 [L]$ are the initial position of the particle. The injection is carried out on the water table $z_0 = h(x_0, y_0)$. The porosity $\Phi [-]$ is assumed uniform over the hillslope. As transit time t directly scales with Φ , it will be handled through its ratio to the porosity t / Φ . The transport equation is made up of a sole advection term without diffusive nor dispersive terms as transit times characterize parcels of water rather than tracers.

Transit time variability is also expected to come from the relative rate of the saturation excess overland flow to the groundwater and return flows. This relative rate is typically characterized by the ratio of saturated area A_s / A . We will thus rely on ξ / L and A_s / A to describe, in a first approach, the aquifer and topographic controls of the TTD.

2.5. Numerical Methods

Apart from the specific cases where analytical developments are proposed (see in Section 3), the flow and transport models are solved numerically. All numerical methods are fully 3D and do not introduce any other approximations, other than errors of the numerical schemes. The MODFLOW and MODPATH software suite was used to solve the flow and transport equations (Harbaugh, 2005; Niswonger et al., 2011; Pollock, 2016). For the flow solution, hillslopes are discretized in 1 m by 1 m regular mesh cells, resulting in 275 by 1,000 mesh cells for each of the 10 layers of the model. A drainage boundary conditions is implemented at the surface. It is active when and where the saturated zone reaches the surface. The TTDs are obtained from particles injected on the aquifer surface, regularly spaced, weighted proportionally to the recharge magnitude, and transported forward in time to the river. The transit time of the particles injected over the outflow zone of the seepage area is considered much shorter than that of any other particles transported

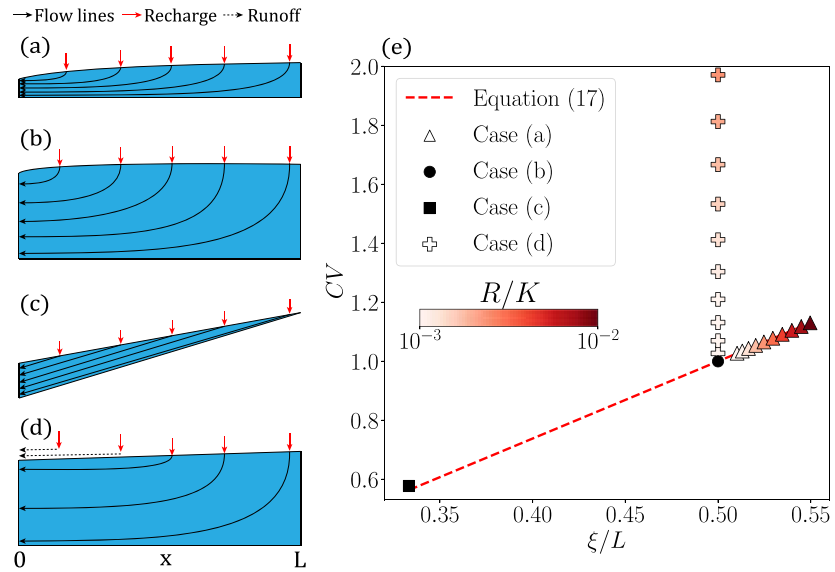


Figure 3. Sketches of systems for which transit time distributions are derived analytically: (a) Thin flat aquifers, (b) Thick flat aquifers, (c) Steep aquifers and (d) Aquifers with a seepage area. (e) Corresponding coefficient of variations CV as functions of the barycenter of the aquifer volume ξ normalized by the hillslope length L derived for straight aquifers ($C_w = 1$).

underground and is considered null, the particle reaching instantaneously the stream. The transit time of the particles injected over the recharge area are obtained from Equation 11. The FloPy Python package is used to generate and handle simulations (Bakker et al., 2016).

3. Analytical Derivation of TTDs for Specific Hillslope Structures

Four analytical developments are proposed to explore the relation between the coefficient of variation of the transit times and the barycenter (i.e., center of mass) of the aquifer volume for the specific cases of (a) thin aquifers in flat straight hillslopes, (b) thick aquifers in flat convergent and divergent hillslopes, (c) aquifers in steep convergent and divergent (d) hillslopes and aquifers with a seepage area (Figure 3a–3d). The impact of saturation excess overland flow is explored for the exponential model.

3.1. Thin Aquifers in Flat Straight Hillslopes

The first analytical solution is developed for flat and straight hillslopes ($\Theta = 0^\circ, C_w = 1$) (Figure 3a). Assuming that head variations with depth are much smaller than in the horizontal direction, the hydraulic head $H(x)$ is integrated over the vertical, as given by the equation of Dupuit-Forchheimer (Dupuit, 1863):

$$\frac{H(x/L)}{L} = \sqrt{\frac{R}{K}} \cdot \sqrt{\frac{2x}{L} - \left(\frac{x}{L}\right)^2 - 1 + \lambda^2} \quad (12)$$

where

$$\lambda = \sqrt{1 + \frac{K}{R} \left(\frac{H_0}{L}\right)^2}. \quad (13)$$

Solving the transport equation, the transit time can be expressed as a function of the distance to the river x as (Chesnaux et al., 2005):

$$t(x) = \frac{\Phi L}{\sqrt{KR}} \lambda \left[f\left(\frac{1 - (x/L)}{\lambda}\right) - f\left(\frac{1}{\lambda}\right) \right] \quad (14)$$

where f is the function defined by:

$$f(u) = \ln\left(\frac{1}{u} + \sqrt{\frac{1}{u^2} - 1}\right) - \sqrt{1 - u^2}. \quad (15)$$

Apart from the normalization factor for time $\Phi L / \sqrt{KR}$, transit times depend only on the dimensionless parameter λ . The moments of the transit time and the coefficient of variation are obtained by numerically integrating Equation 14 using the quadrature methods of the SciPy Python package based on the Fortran library QUADPACK (Piessens et al., 1983; Virtanen et al., 2020). Because it is dimensionless, the coefficient of variation only depends on λ according to the following expression:

$$CV = \frac{\int_0^1 [f(1 - (x/L)/\lambda) - f(\lambda)]^2 d(x/L)}{\left[\int_0^1 (f(1 - (x/L)/\lambda) - f(\lambda)) d(x/L) \right]^2} - 1. \quad (16)$$

The barycenter of the aquifer volume is expressed analytically as:

$$\frac{\xi}{L} = \frac{\int_0^1 (x/L) (H(x/L)/L) d(x/L)}{\int_0^1 (H(x/L)/L) d(x/L)} = 1 + \frac{(\lambda^2/3) \left[(1 - (1/\lambda^2))^{3/2} - 1 \right]}{1/2 \sqrt{1 - (1/\lambda^2)} - (\lambda/2) \sin^{-1}(-1/\lambda)}. \quad (17)$$

The results (Figure 3e) show that CV depends linearly on ξ :

$$CV \left(C_W = 1, \frac{\xi}{L} \right) = 1 + \alpha \left(\frac{\xi}{L} - \frac{1}{2} \right), \quad (18)$$

with the slope α approximatively equal to 2.59. This linear dependence is a compelling result. It cannot be explained by the broad difference of expressions of the coefficient of variation CV and of the barycenter of the aquifer volume ξ (Equations 16 and 17). It reveals that, in this specific configuration, the distribution of the aquifer volume in the hillslope as characterized by its barycenter is an excellent proxy of the transit time variability described by CV. CV evolves linearly from 1 to 1.2 with ξ/L ranging from 0.5 to 0.58. The minimal value is obtained for a constant thickness aquifer case with a marginally varying head corresponding to an exponential distribution (CV = 1) and a barycenter of the aquifer volume exactly at mid-slope ($\xi/L = 1/2$). CV increases when the volume tends to be located some more uphill.

3.2. Thick Aquifers in Flat Convergent and Divergent Hillslopes

In such a case (Figure 3b), the variations of the hydraulic head H are limited because of the high transmissivity (thick highly conductive aquifer). As the aquifer thickness is relatively constant, we assume that the TTD is exponential (Haitjema, 1995). The assumption holds for convergent, straight and divergent hillslopes. Within the analytical development (Leray et al., 2019), this is straightforwardly related to the evolution of the surface of recharge from the river to the hillslope divide exactly compensated by the surface of filtration orthogonal to the flow direction within the aquifer. The standard deviation being equal to the mean, the coefficient of variation is equal to 1. The barycenter of the aquifer volume is given by the convergence or divergence ratio of the hillslope (C_W):

$$\frac{\xi_E}{L} = \frac{C_W + 2}{3C_W + 3}, \quad (19)$$

the subscript E standing for exponential. The barycenter of the aquifer volume varies from 2/3 for highly convergent hillslope (small C_W) to 1/3 for highly divergent hillslopes (large C_W). This approximation indicates that the convergence-divergence ratio C_W controls independently from ξ but not CV. With the previous analytical solution, it indicates that CV depends both on ξ and C_W .

3.3. Aquifers in Steep Convergent and Divergent Hillslopes

The third analytical development is obtained for steep hillslopes (Figure 3c). The aquifer shape is assumed to be trapezoidal, on the basis of the linear model (IAEA, 2006; Małoszewski & Zuber, 1982) with a saturated thickness H linearly evolving with x following the kinematic wave approximation:

$$H(x) = H_0 \left(1 - \frac{x}{L}\right). \quad (20)$$

The flow rate $Q(x)$ is expressed thanks to the kinematic wave approximation of Darcy's equation (Sabzevari et al., 2010; Troch et al., 2002):

$$Q(x) = -K \frac{S(x)}{\Phi} \frac{\partial z}{\partial x} = -K \frac{S(x)}{\Phi} \tan \Theta \quad (21)$$

where z is the elevation of the bedrock. In this case, we consider a constant slope along the model: $\partial z / \partial x = \tan \Theta$. The saturated thickness of the aquifer $S(x)$ is defined as:

$$S(x) = \Phi H(x) W(x) \quad (22)$$

The derivative of the transit time is obtained with respect to the ratio of the soil moisture storage to the flow rate:

$$\frac{dt}{dx} = \frac{S(x)}{Q(x)} = -\frac{\Phi}{K \tan \Theta}. \quad (23)$$

The transit time $t(x)$ does no longer depend on the hillslope convergence/divergence. It is expressed after integration of Equation 23 by:

$$t(x) = \frac{\Phi}{K \tan \Theta} x. \quad (24)$$

With the assumption of a uniform recharge, the TTD is uniform between 0 and $\Phi L / (K \tan \Theta)$. By further integrating Equation 24, the k th moment is given by:

$$\langle t^k \rangle = \left(\frac{\Phi L}{K \tan \Theta} \right)^k \int_0^1 \left(\frac{x}{L} \right)^k d\left(\frac{x}{L} \right) \quad (25)$$

leading to:

$$CV = \sqrt{\frac{1/12}{1/4}} = \frac{1}{\sqrt{3}}. \quad (26)$$

In this case, similar to the previous exponential distribution case, the coefficient of variation has a fixed value whatever the convergence/divergence structure of the hillslope. The barycenter of the aquifer volume however changes and can be computed using Equations 2 and 20:

$$\frac{\xi_U}{L} = \frac{C_W + 1}{4C_W + 2}, \quad (27)$$

the subscript U standing for uniform. The barycenter ranges from 1/4 to 1/2 for convergent to divergent hillslopes.

3.4. Generalized Expression for the Coefficient of Variation Without Seepage

Based on the three analytical solutions (18), (19) and (27), a general formulation of CV can be proposed for any hillslope without seepage area:

$$CV_U \left(C_W, \frac{\xi}{L} \right) = 1 + \alpha \left(\frac{\xi - \xi_E(C_W)}{L} \right) \quad (28)$$

with

$$\alpha = \frac{(1/\sqrt{3}) - 1}{\xi_U(C_W)/L - \xi_E(C_W)/L}. \quad (29)$$

α is approximatively equal to 2.53 when $C_W = 1$ in close agreement with $\alpha = 2.59$ obtained in the case of the thin aquifer in flat straight hillslopes (Section 3.1). Both values are similar despite the strong differences between the assumptions of the three analytical solutions. Equation 28 assumes a linear control of CV by ξ generalized from the first analytical solution (Equation 18), an assumption that will be extensively tested on the general hillslope structures in Section 4.

3.5. Hillslopes With a Seepage Area

The last case (Figure 3d) is obtained for a water table intersecting the surface over an area A_S where recharge is transferred to the river as saturation excess overland flow. The TTD is made up of two modes. The first one corresponds to the surface excess overland flow with a characteristic time essentially controlled by surface flows that much faster than any transfer underground. It will be approximated by a transit time of 0 resulting in 0 mean and variance ($t_1 = 0$; $\sigma_1^2 = 0$). It counts for a proportion A_S / A of the overall flow with the reasonable approximation that the seepage area is mostly an outflow zone (Bresciani et al., 2014). The second mode corresponds to the times required for transfer through the aquifer. It accounts for $1 - A_S / A$ of the recharge. Its mean $\langle t_2 \rangle$ is derived from the expression of the mean of a binary distribution, knowing that the mean transit time of the full distribution t is given by Equation 9:

$$\langle t \rangle_2 = \frac{\langle t \rangle}{1 - (A_S / A)}. \quad (30)$$

Two assumptions can be tested to derive the variance σ_2^2 . In the first one, σ_2^2 is assumed equal to the variance of the TTD for hillslopes without a seepage area ($A_S / A = 0$) obtained with the same other parameters. It is a strong assumption underpinned by the shift of the underground distribution in the presence of a seepage zone. The assumption is expected to break down for wide seepage zones. In this case, the variance of the full dispersion σ^2 can be expressed as:

$$\sigma^2 = \sigma_2^2 (1 - A_S / A) + t^2 \frac{A_S / A}{1 - (A_S / A)} \quad (31)$$

and the coefficient of variation is derived using Equations 10, 30 and 31 as:

$$CV_1 \left(C_W, \frac{\xi}{L}, \frac{A_S}{A} \right) = \sqrt{\left(1 - \frac{A_S}{A} \right) \left[CV_U \left(C_W, \frac{\xi}{L} \right) \right]^2 + \frac{A_S / A}{1 - (A_S / A)}} \quad (32)$$

where $CV_U(C_W, \xi/L)$ is the coefficient of variation obtained for the same parameters without any seepage area. This formulation extends the approximation of the coefficient of variation from the case without any seepage to cases with seepage on the basis of the binary distribution and the conservation of variability of the subsurface mode. The relation between A_S / A and R / K can be related through the characterization of the distance L_{A_S} from the river over which the aquifer is outcropping (seepage zone) (Figure 3e). At the onset of the seepage zone, the flux recharged uphill in the aquifer is equal to the flux through the aquifer at $x = L_{A_S}$ (Bresciani et al., 2014):

$$W(L_{A_S}) H_0 K \theta = R(A - A_S) \quad (33)$$

assuming that the thickness of the aquifer is similar to that of the river. Using Equation 2 to express $W(L_{A_S})$, A_S / A can be expressed as a function of R / K :

$$\frac{A_S}{A} = 1 - \frac{K}{R} \frac{2W(L_{A_S})}{W_L + W_0} \frac{H_0 \theta}{L}. \quad (34)$$

It can alternatively be assumed that the coefficient of variation of the underground contribution with seepage is equal to the coefficient of variation without seepage. Following the same type of developments as in the previous case, the coefficient of variation can be derived as:

Table 1
Parameters and Values Investigated for the Synthetic Hillslope Model

Parameters	Values
$C_w = W_0 / W_L$	0.01–0.1–0.5–1–5–10–100
H_0 / L	0.01–0.05–0.1
Θ	0.01–0.05–0.1
R / K	0.0005–0.001–0.002

$$CV_2 \left(C_w, \frac{\xi}{L}, \frac{A_s}{A} \right) = \sqrt{\frac{1}{1 - (A_s / A)} \left[CV_U \left(C_w, \frac{\xi}{L} \right) \right]^2 + \frac{A_s / A}{1 - (A_s / A)}} \quad (35)$$

Equations 32 and 35 rely on the previous assumptions, and namely, the linear dependency of CV and ξ in the absence of seepage, the validity of the head profiles for the exponential and uniform distributions, and the conservation of the variance or of the coefficient of variation of the subsurface contribution in the presence of seepage. Equations 32 and 35 organize the effect of the parameters C_w , ξ and A_s / A on the coefficient of variation CV assuming implicitly that the other parameters K / R , H_0 / L , and Θ only affect CV through ξ and A_s / A and not independently.

4. Numerical Determination of TTDs for the General Synthetic and Natural Hillslopes

We assessed the relevance of the analytical developments of the previous section to describe the coefficient of variation, specifically the relevance of Equations 28, 32 and 35. Based on 378 synthetic hillslopes we explore a wide range of hillslope configurations by changing the values of the model parameters C_w , K / R , H_0 / L , and Θ (Table 1). We successively evaluated 189 cases without and with seepage to assess both the analytical expressions and the assumptions on which they rely. The objective was also to determine to which extent the location of the center of mass of the aquifer and the proportion of seepage control the coefficient of variation and, more generally, the shape of the TTD. We eventually scale up our study to the natural shallow aquifer example (in Section 4.3).

4.1. Control of the Coefficient of Variation CV by the Barycenter of the Aquifer Volume ξ in the Absence of Seepage.

The barycenter of the aquifer ξ and the coefficient of variation CV are represented with respect to the normalized head profile and the probability distribution function for three of divergent hillslopes (Figure 4a). As for the analytical development in Figure 3e, CV is linearly proportional to ξ . In the first case (top row) obtained for small values of H_0 / L and Θ , the hydraulic head has a marked parabolic profile, similar of the flat straight hillslope with small H_0 / L (Figure 4b). The barycenter of the aquifer volume is close to the river ($\xi / L = 0.41$) because of the diverging shape of the hillslope. The TTD has higher quantities for the smallest

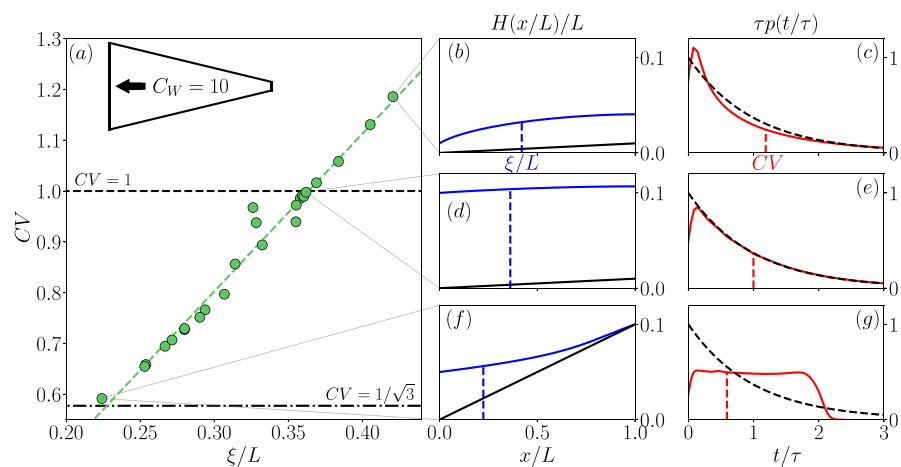


Figure 4. (a) CV as a function of ξ / L for divergent synthetic hillslopes ($C_w = 10$). (b), (d) and (f): cross-sections of the hillslope with the hydraulic head in blue and the bedrock boundary in black. (c), (e), and (g): transit time distributions in red solid lines compared to the exponential model (black dashed line) for 3 models with high CV (top line), low CV (bottom line) and with a CV value close to 1.

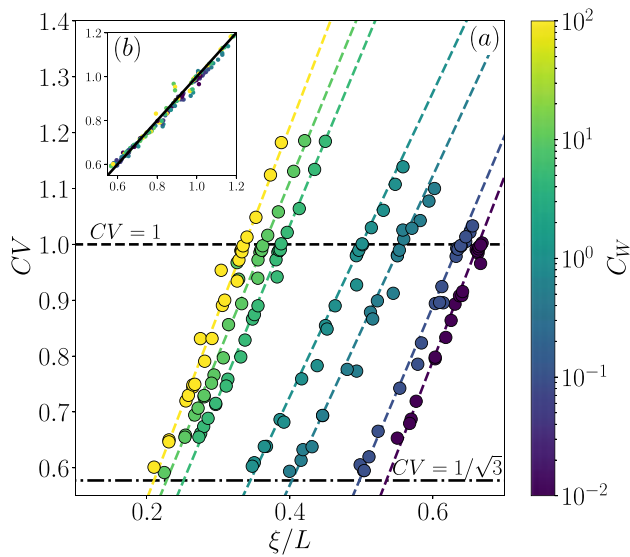


Figure 5. (a) CV versus ξ / L for the synthetic hillslope models without seepage. Colors refer to different values of C_w (scale given on the right). Diagonal dashed lines come from Equations 28 to 29 with numerical estimates of ξ_U . (b) The insert on the top shows the agreement between analytical and numerical results (x - and y -axes).

ical results and the approximation given by Equations 28 and 29 in which ξ_U is taken as a fitting parameter. Numerical results obtained for the full range of convergent, straight and divergent hillslopes show that ξ_U is approximately equal to $\xi_E + L / 6$ with a mean deviation of 15%. The relevance of Equation 28 is further assessed by the insert of Figure 5 showing the numerical results versus the analytical approximations of CV. The mean and variance of their differences are limited to -0.0058 and 0.0172 respectively, equal to 1% and 3% of the range of CV (0.6–1.2). The linear dependence of CV on ξ is again a striking result. The linear coefficient only depends on the convergent-divergent structure of the hillslope. ξ is a good proxy of CV when the hillslope convergent or divergent shape C_w is known. The influence of the other parameters K / R , H_0 / L , and Θ on CV is well captured by ξ .

We further investigate the relevance of ξ and C_w to characterize the shape of the TTD beyond its coefficient of variation. Beyond some limited differences, the shape of the distributions remains similar for each of the value of CV (Figure 6) showing that CV is a good descriptor of the TTD. Note that the shape of the TTDs more widely differs toward the uniform distribution ($CV < 1$) than toward the power-law distribution ($CV > 1$). It is also reflected by the larger interval of values of CV below 1 ([0.6; 1]) than above 1 ([1; 1.2]) (Figure 5).

Therefore, we conclude that Equations 28 and 29 closely characterize the coefficient of variation without any seepage. At any given hillslope shape characterized by C_w , the repartition of water as measured by ξ is a good proxy of CV and of the shape of the TTD.

4.2. Dependence of the Coefficient of Variation CV on the Seepage Area

Simulations with seepage were performed with the additional upper drainage boundary condition to model the development of the seepage zone as a result of the interception of the water table by the surface. The extension of the seepage zone has several effects on the TTD. It increases the percentage of saturation excess overland flow A_s / A and modifies the TTD of the subsurface component resulting in more complex shapes. As the extent of the seepage zone relative to the hillslope area (A_s / A) increases from 10% to 70% (Figure 7c), the TTD of the subsurface contribution shifts from a closely exponential distribution to a more

and largest times than the exponential distribution (red curve above the dashed black curve, Figure 4c). The parabolic head profile speeds up flows close to the outlet while it slows them down on the top of the hillslope. The diverging structure of the hillslope also contributes to the relative large proportion of the shorter times due to the higher recharge close to the river. The first effect is especially strong as the aquifer remains thin. For thick aquifers for which the head profile becomes more linear (Figure 4d), the TTD becomes similar to the exponential distribution as expected even with a non-zero but small slope ($\Theta = 1\%$) (Figure 4e). In the third case of a steep diverging hillslope, the water accumulates downhill (Figure 4f) and the TTD tends to a uniform distribution (Figure 4g) as observed with the linear model (Cook & Böhlke, 2000). Although the TTD is approximately uniform, the water accumulates more downhill than expected with a very low aquifer thickness uphill. It significantly differs from the linear head profile expected in the third analytical solution. As a consequence, the value of ξ / L (0.22) is notably smaller than the value (0.26) predicted by Equation 27.

These first results are confirmed by the systematic exploration of the parameter space for the other simulated hillslopes (convergent and divergent). The coefficient of variation CV increases linearly with the barycenter of the aquifer volume ξ . Equation 28 is closely consistent with the numerical results as long as the barycenter of the aquifer volume in the uniform case ξ_U is taken as its numerical estimate rather than as its analytical approximation given by Equation 27. Numerical estimates of ξ_U are obtained by minimizing the least-square difference between numerical

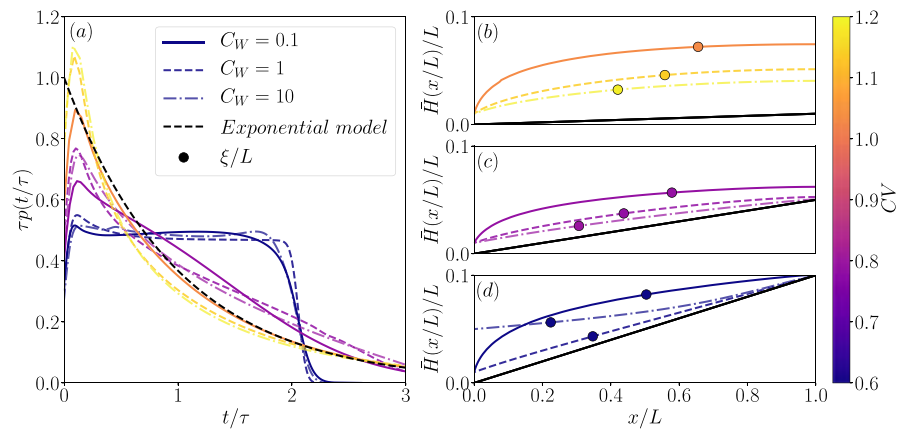


Figure 6. (a) Transit time distributions scaled by the mean transit time τ for three values of C_W (solid line for $C_W = 0.1$, dashed line for $C_W = 1$ and dotted dashed line for $C_W = 10$) as compared to the exponential model (black dash line). The colorbar represents the coefficient of variation CV of the TTD. The three figures on the right show the normalized mean hydraulic head $\bar{H}(x/L)/L$ and the location of the normalized barycenter of the aquifer volume ξ/L for three different slopes: 1% for (b), 5% for (c) and 10% for (d). The black line represents the limit of the bedrock.

complex shape (Figure 7b) and the coefficient of variation increases without any marked change in the barycenter of the aquifer volume ξ (Figure 7a).

Without any significant change in ξ/L , modifications of the shape of the transit time distribution are mostly driven by the seepage area. As expected, larger seepage areas (from hillslope bottom to top) increase the probability of occurrence of short transit times (infiltration excess overland flow [not shown on Figure 7]) and of times much larger than the mean. The distribution does not however follow the expected shape of the confined cases from which the first development of Section 3.5 is inspired. The distribution is rather deformed with a remaining first peak at smaller times ($t/\tau < 1$) and a longer uniform-trending tail (Figure 7, right column). The first peak is coming from the flow lines outcropping in the seepage zone (Figure 8). The flow lines are relatively short remaining close to the surface where velocity remains high (blue lines on Figure 8). Water gets in and quickly out. The probability of these short times tends to increase as also observed for natural catchment shapes. This is explained by an intensification of the circulation with the

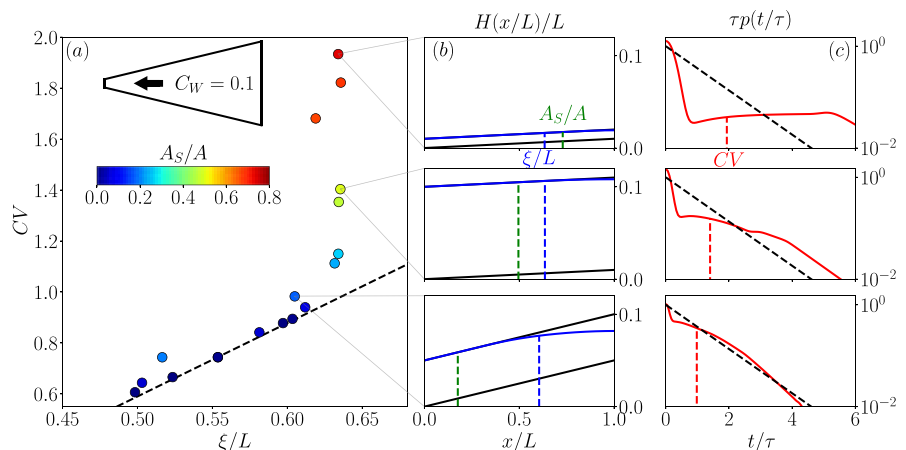


Figure 7. (a) CV against ξ/L for convergent hillslopes with an upper topographic limit generating seepage ($C_W = 0.1$). (b) Cross-section with hydraulic head profiles in blue, bedrock limit and topographic boundary in black where the normalized positions of the volume barycenter (ξ/L) and of the limit of the seepage zone (A_S/A) are marked by the dashed vertical blue and green lines. (c) Transit time distributions of the underground contribution in red compared to the exponential model in dashed black lines shown for 3 models with maximal and median values of A_S/A (top and middle lines) and the closest model to $CV = 1$ (bottom line).

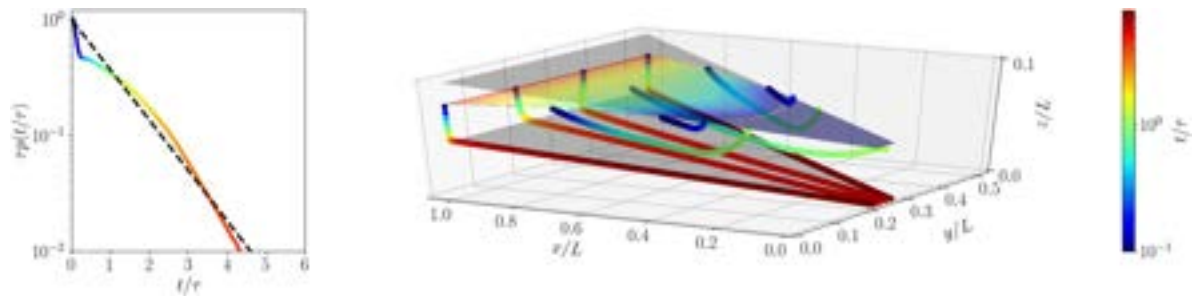


Figure 8. Relation of the transit time distributions (a) to the pathline structure for a convergent hillslope with seepage (b). The color of the pathlines represents the normalized time. The model parameters are $C_W = 0.1$, $R/K = 0.002$, $H_0/L = 0.05$, $\Theta = 0.05$, and $A_s/A = 0.18$.

rise of the groundwater level (Kaandorp et al., 2018). The presence of the seepage guarantees the existence of this short-time peak. The second trailing part of the distribution mostly corresponds to the flow lines all the way from a recharge upstream from the seepage zone to a discharge area in the river (red and orange lines on Figure 8). In addition to the longer length of the flow lines, velocity is significantly reduced by the lateral and depth extent of the seepage zone.

A more systematic analysis of CV against ξ/L for convergent, straight and divergent hillslopes confirms that larger seepage areas do not significantly modify ξ but strongly increase CV (Figure 9). Even though the fundamental assumption on which the derivation of Equation 32 relies does not hold (the distribution shape being modified), the deviation between the analytical and numerical results is small (Figure 9). The differences between the analytical expression (32) and the numerical results have a mean and standard deviation of 0.0627 and 0.15, which given the range of variation of CV between 0.5 and 2.225, represent respectively 3.5% and 8.5% of the range.

As a partial conclusion at this stage, the development of the seepage zone appears to have a more complex effect on the subsurface contribution to the TTD than expected. Its shape significantly evolves from a classical exponential behavior to a two-sided shape following the organization of the circulations in shallower flows to the seepage zone and deeper flows to the river. For any convergent or divergent hillslope shape characterized by C_W , CV is well approached by ξ and A_s/A as expressed by Equation 32. Without a strong basis, this agreement is however not guaranteed to hold for any other type of systems.

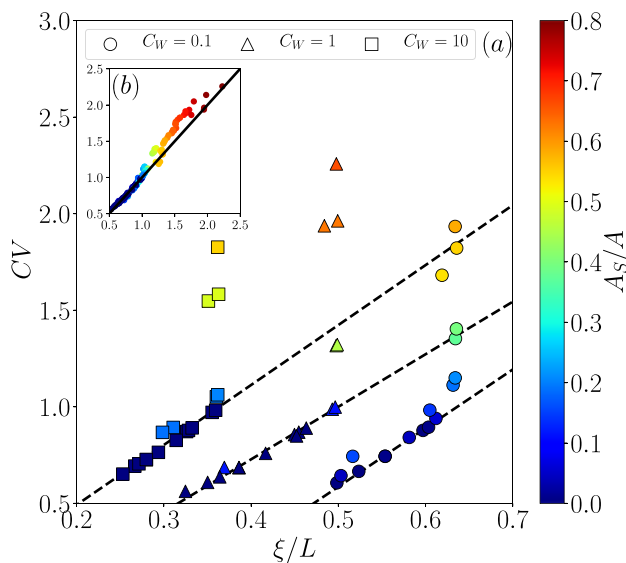


Figure 9. Coefficient of Variation CV against ξ/L for convergent, straight and divergent hillslopes for increasingly bigger seepage areas. Insert: comparison of the analytical estimates of CV given by Equation 32 and the numerical values.

4.3. Development of Seepage Areas in Natural Hillslopes and its Impact on the Coefficient of Variation CV

Flow and transport were modeled for the real hillslope using the same approach defined in Section 2.2 with evolving aquifer thickness and seepage. Figure 10 shows in colors some of the flow lines and in black the seepage zones for real and smoothed topography. In the real case, the seepage zones are highly clustered downstream at low points in the topography (Figure 10a). The drainage condition applied at the surface efficiently transports the groundwater flows in the steep depressions limiting the development of the zone of seepage. The extent of the seepage zone A_s/A sharply increases from 6% in the rough case to 27% for the smooth case without any marked difference in the organization of flow pathways. Flow lines are essentially similar (Figure 10). The downhill low area remains also the main outflow zone as expected in natural cliff systems. In the real case, some flow lines outcrop uphill from the main seepage zone in localized areas. Overall, outflow zones are smaller and less clustered for the real case.

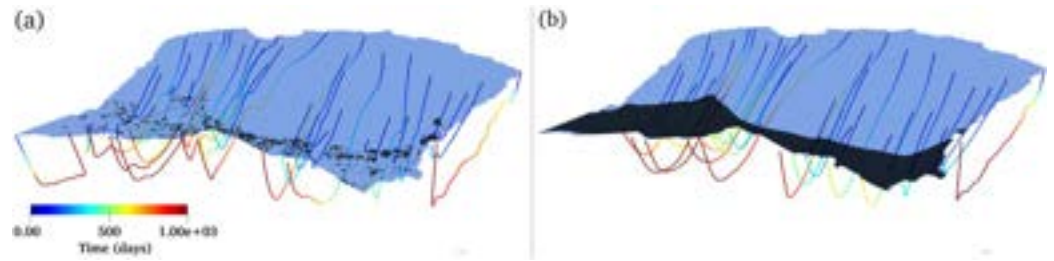


Figure 10. Illustration of some of the flow lines for the real (a) and smoothed (b) natural hillslope cases (see Figure 2). Smoothing scale in (b) is set 500 m. Colors represent the transit time along the flow lines. The blue transparent surface indicates the elevation of the water table. The black surface delineates the seepage areas. Results are shown for $R/K = 2.10^{-3}$ and $H_0 = 50$ m.

Figure 11 confirms the importance of the extent of the seepage zone A_s/A for the variation of the TTD. Once the hillslope has been defined, A_s/A fully explains the coefficient of variation CV. The relation between A_s/A and CV however strongly depends on the shape of the hillslope, as well as on the resolution of the topographic data. Both the ranges of values of A_s/A and CV are quite different. For the same recharge over hydraulic conductivity rates $R/K = [0.00025 - 0.005]$, A_s/A is limited to 0.1 for the real case while it goes up to 0.5 in the smooth case. CV is in turn only 1.74 in the real case where it goes up to 2.05 for the smooth case. The extent of the seepage zone A_s/A increases the saturation excess overland flow, the proportion of short times and the relative variability of the TTD. Both trends remain much steeper than the analytical estimates obtained with synthetic hillslopes. The main difference to the analytical estimate obtained with a uniform slope comes from the effect of the cliff limiting both the extension of the seepage zone and the differentiation in the TTD distribution between short rapid and long slow flow pathways.

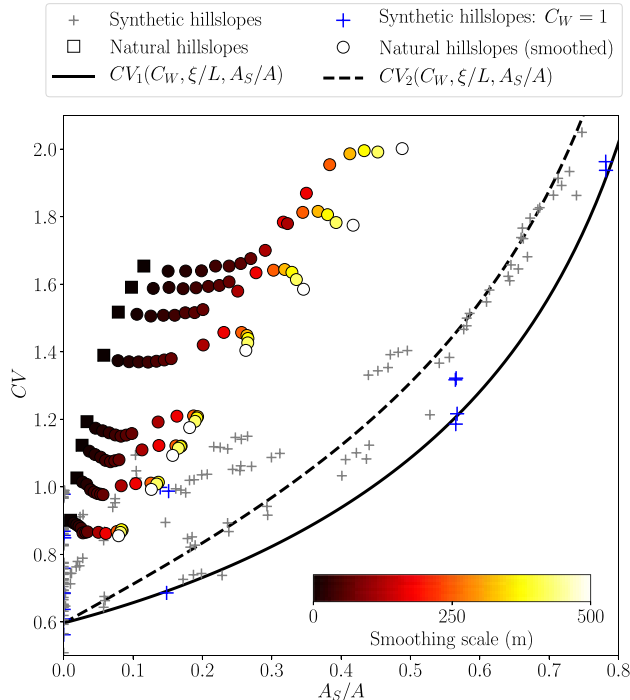


Figure 11. Coefficient of variation CV against the seepage ratio A_s/A for the synthetic hillslopes (gray crosses), the straight ($C_W = 1$) synthetic hillslopes (blue crosses), the natural hillslopes (black squares), the smoothed natural hillslopes with evolving smoothing scale (colored disks). Equations 32 and 35 (respectively black dashed and solid lines) are generated using the C_W and ξ/L values of the natural hillslope model.

The values of CV and the TTD for the natural hillslopes (Figure 12, blue and red lines) strongly differ from the TTD of the equivalent hillslope having the same average slope (dotted-dashed gray line). The percentage of saturated area A_s/A goes up to 78% for the uniform hillslope, respectively 3 and 12 times larger than for the smooth and rough hillslope structures. It demonstrates that the extension and organization of the seepage zone are critical for the determination of the groundwater contribution to the TTD. In the presence of seepage zone, the structure of the topography should be considered as a dominant factor controlling the groundwater transit times. Comparatively, the TTD of the rough and smoothed topography cases remain similar even at high smoothing scales for not too large forcing terms R/K (Figure 12, blue and red curves). The results also show that, once the topographic structure is fixed (smoothed natural, rough natural, synthetic hillslope with constant slope), the extent of the seepage zone A_s/A determines the TTD variability. The precise relation between the TTD variability and the extent of the seepage zone depends on the organization of the seepage areas in the hillslope. Determination of this relation and its dependency on the geomorphological structures require complementary investigations as discussed further in Section 5.2.

5. Discussion

The results show that, for the investigated hillslope structures, the coefficient of variation CV of the TTD is determined by the distribution of the groundwater volume with respect to the river, as represented by its barycenter ξ and by the organization and extent of the saturated area A_s/A . Compared to the initial formulation of the problem, it is not so much the reduction of the number of degrees of freedom from the four initial

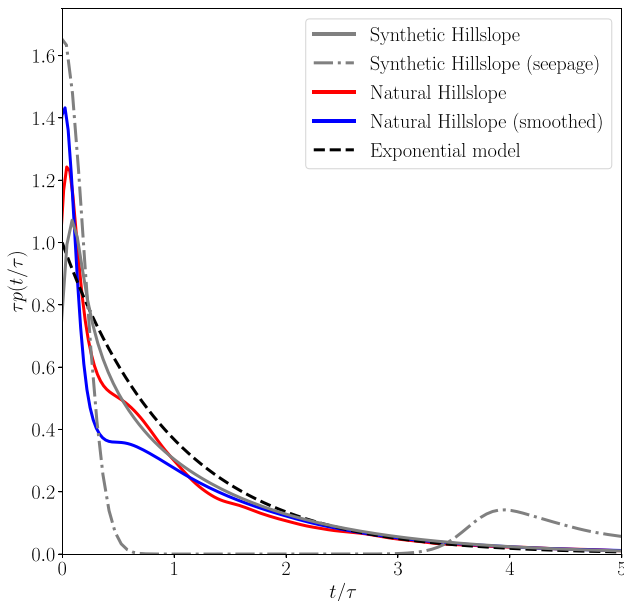


Figure 12. Transit time distributions compared to the exponential model (black dashed line) for the synthetic hillslope ($CV = 1.14$; gray line), the synthetic hillslope with seepage ($CV = 1.96$; gray dash-line), the natural hillslope ($CV = 1.39$; red line) and the smoothed natural hillslope with the maximal smoothing scale of 500 m ($CV = 1.46$; blue line). Results are shown for $H_0 = 50$ m, $C_w = 1$ and $R/K = 0.002$.

ones (C_w , H_0/L , R/K , and Θ) to three (C_w , ξ , A_s/A) than the nature of the controlling factors that are important. We argue that ξ/L and A_s/A can be more directly estimated from field observations than H_0/L , R/K , and Θ to estimate the variability of the TTD. The relative position of the water within the aquifer and the saturated area are also integrated features at aggregated scales, which filter some of the details of the geomorphological landscape structures.

5.1. Relevance and Determination of the Barycenter of the Aquifer Volume (ξ/L)

In the absence of seepage, the coefficient of variation of the TTD is directly given by ξ/L for all synthetic hillslope structures analyzed here. While it is well known that the mean transit time is directly related to the aquifer volume (Cornaton & Perrochet, 2006; Haitjema, 1995), we show that the variability of the transit times is controlled by the spatial distribution of groundwater with respect to the river, as identified by its barycenter ξ . This is a new and compelling result, which highlights how important it is to anticipate potential deviations from the exponential transit times distribution model that are classically used for shallow aquifers under uniform recharge and in the absence of seepage. Any divergence from the exponential distribution results from the spatial distribution of aquifer thickness from the bottom up to the top of the hillslope. Decreasing saturated thicknesses uphill lead to more uniform TTDs with lower variability. Increasing thicknesses of the saturated area uphill results in more variable Gamma-like TTDs. Beyond the characterization of the overall volume required for the mean transit time, the coefficient of variation requires more advanced information on the architecture of the flow paths and saturated thickness.

Even though ξ cannot be measured directly in the field, it can be estimated in several ways. Its evaluation for flat and steep aquifers given by Equations 19 and 27 indicate that it can be assessed without the detailed knowledge of the saturation. More precisely, Equations 28 and 29 show that CV is directly given by the relative distance between the barycenter of the saturated groundwater volume ξ and the barycenter obtained with a uniform saturation ξ_E compared to the full width of the interval $\xi_E - \xi_U$ expressed quantitatively as $1 - (\xi - \xi_E) / (\xi_U - \xi_E)$. It can be more broadly interpreted as the saturated thickness of the aquifer relative to the constant saturated thickness leading to ξ_E (Figure 3b) normalized by the width of the interval $\xi_E - \xi_U$, which is relatively constant and equal to around $L/6$. For convergent or divergent hillslopes, such as the ones presented here, the relative filling can be determined by simple modeling approaches either analytical, semi-analytical or numerical (Harman, 2015). For more complex hillslope structures, the digital terrain model and some assumption on the bedrock structure should be integrated to capture the geomorphological control on the convergence-divergence rate C_w . For example, for crystalline basements, assumptions on the structure of the weathered zone might be obtained from geophysics (Clair et al., 2015), from local databases (Mougin et al., 2008), from global databases (Shangguan et al., 2017), or from prediction derived from coupled groundwater, erosion and weathering models (Rempe & Dietrich, 2014). Additional hydraulic and geological information might be integrated to refine the effective location of the water within the aquifer. While the dependence of CV to C_w and ξ given by Equation 28 is expected to hold globally, the determination of ξ and to a lesser extent of C_w might require complementary approximation methods. The results obtained here might then be used in a more qualitative way to assess the deviation of the TTD from the exponential model toward the uniform- or gamma-like models taking CV as a proxy of the shape of the expected TTD (Figure 13).

Without seepage, Figure 13 shows that ξ is the main factor controlling the variability in the TTD and needs to be estimated more carefully than for large saturated thicknesses, where the effect of A_s/A dominates over

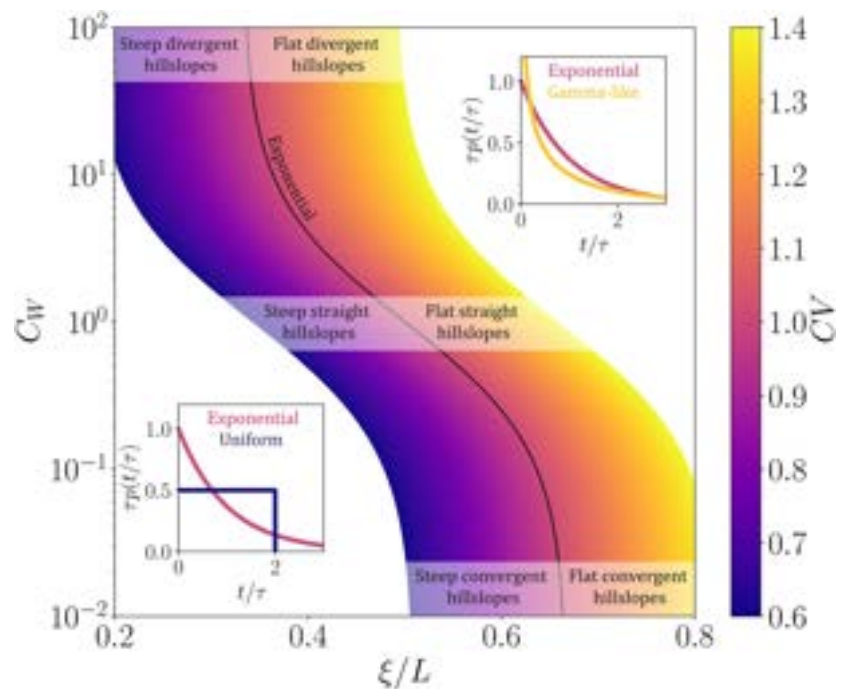


Figure 13. CV as a function of C_w and ξ/L according to Equation 28. Hillslope cases without seepage have been placed on the graph with TDDs evolving from the uniform model (purple color) to the exponential model (pink color) and gamma like model (orange/yellow colors).

ξ on the variability of transit times. However, intermediate cases are expected to be more common, especially in the context of headwater catchment where saturation conditions strongly fluctuate between dry and wet seasons (Rosenberry & Winter, 1997).

5.2. Relevance, Determination, and Limitations of the Relative Saturated Area A_s/A

The observed and modeled seepage zone should closely correspond to ensure the relevance of A_s/A in the prediction of the TTD. From the field perspective, seepage both introduces fast transit times and modifies the groundwater contribution to the TTD. The fast transit times come from saturation excess overland flows. The groundwater contribution to the TTD is extended with more shorter times to the seepage zone and more longer times below the seepage zone where flows are reduced. Both depend directly on the extent of the saturated area A_s/A . A_s/A can be estimated based on direct observations of the wet areas and of their extension. Such information is available at places through local expertise and recurrent observations both in dry and wet seasons from which a mean saturation could be estimated. The information might be also indirectly deduced from remote sensing techniques and vegetation mapping (Franks et al., 1998; Merot et al., 2003).

The modeled A_s/A is highly sensitive to the topographic features involved at large scales, as demonstrated by the fundamental differences in TTDs between the natural and synthetic hillslope cases, and at smaller scales with its dependence on the resolution of the digital elevation model. A_s/A is only conditioned by the subsurface flows, under the assumption of non-limiting surface drainage, which could otherwise limit the extension of the seepage zones. This is mainly the case for the rough topography for which local small depression zones have a strong impact by attracting flow lines without much extension of the seepage zones. The saturated area is sharply reduced compared to the smooth topography case while it keeps the same overall distribution. Therefore, comparison between observed and modeled saturated zones should not only be based on their average extent but also on their spatial structure.

The investigated synthetic and natural hillslope cases display marked differences in the structure of the seepage zones. In the synthetic converging and diverging cases with uniform slope, the seepage area progresses monotonically uphill with increasing recharge to hydraulic conductivity ratios. Even though the extent of the seepage zone from the river leads to some variations between the center and the hillslope divides on the sides, it remains essentially a one-dimensional problem that can be handled with an equivalent hillslope formalism (Troch et al., 2003). This is especially the cases for smooth natural hillslopes.

In the case of more complex topographies such as the one introduced in Section 2.2 and studied in Section 4.3, the structure of the seepage zone is controlled by other structures like the cliff. In other cases, it may develop irregularly uphill through local depressions serving as extensions of the stream network making the problem fully two-dimensional. In such cases, the coefficient of variation is not only determined by the extent of the seepage zone but also by its structure. Complementary metrics should be determined to capture the structural features controlling the subsurface transit times.

Determination of complementary indices might be inspired from spatially distributed metrics classically used in hillslope hydrology to characterize the spatial distribution of the seepage area as well as the distribution of transit times. Seepage areas have been related to the Topographic Wetness Index (Grabs et al., 2009; Güntner et al., 2004), a distributed indicator based on the ratio of the upstream contributing area to the slope (Beven & Kirkby, 1979; Hrachowitz et al., 2010). Generalizations have been proposed to account for the climatic conditions in the climato-topographic index (Infascelli et al., 2013; Remondi et al., 2019; Seeger & Weiler, 2014) and for the aquifer transmissivity condition in the soil topographic index (Mukherjee et al., 2013). Transit times have also been expressed for surface transfers as a function of the flow path distance to the flow gradient to the stream network (Dunn et al., 2007; Gabrielli et al., 2018; Lane et al., 2020; McGuire et al., 2005). Such indices might be useful to characterize the dependence of transit times on topographic structures.

5.3. Implications for the Interpretation of Groundwater Age Data and the Inference of TTDs

We discuss how the presented results can practically be used to interpret groundwater age and infer TTDs from field data. Environmental tracers such as dissolved gases (CFCs, SF₆, tritium/³He) and radioactive isotopes ³H, ¹⁴C, ³⁹Ar, ³⁶Cl, ⁸⁵Kr have been used to characterize the residence and transit times in groundwater systems (Alvarado et al., 2005, 2007; Bauer et al., 2001; Carreira et al., 2011; Chambers et al., 2019; Chen et al., 2011; Cook & Herczeg, 2000; Massoudieh et al., 2012; Newman et al., 2010; Stotler et al., 2009). Taken alone, each of these tracers only provides a partial vision of the TTD limited to the range of transit times they cover. When several tracers are available, covering different age ranges, shape-free distribution models (Engdahl & Maxwell, 2014) should be used to combine the flexibility of the approach, the relevance of the emerging distribution models and the information capacities of the tracers considered (Massoudieh et al., 2014; McCallum et al., 2014).

When only limited groundwater age data are available without significant differences between them, as it is the case for tracers that are used to characterize recent circulations (typically <50 years), the problem remains largely under-constrained. Physically based TTDs resulting from quantitative representations of groundwater flows can be used to account for water mixing and tracer dispersion within and between formations (Broers, 2004; Eberts et al., 2012; Ju et al., 2021; Kolbe et al., 2016; Leray et al., 2012). When the development of a fully distributed numerical model is out of reach, Lumped Parameters Models (LPMs) can be used as an alternative to fill up the gaps between and beyond tracers (McCallum et al., 2015; Underwood et al., 2018; Zuber et al., 2011). In such cases, LPMs must be chosen externally—independently of the tracers—with mostly qualitative information. They are used to approach the TTD (IAEA, 2006; Małozewski & Zuber, 1982; Visser et al., 2013; Zuber et al., 1986) and constrain part of the physical determinism of geochemical and ecological processes (Abbott et al., 2016; Green et al., 2016; Koh et al., 2018; Pinay et al., 2015).

The TTDs characterized here provide reference LPMs for the investigated category of hillslopes with uniform slopes. They are parameterized by the mean and their coefficient of variation of the TDD. They include several models including first the exponential, uniform and bimodal models on which they rely. They are consistent with several other analytical solutions developed for sloping aquifers where the aquifer thickness evolves with the distance to its outlet (Etcheverry, 2001; Kirchner et al., 2000; Leray et al., 2016, 2019; Małozewski & Zuber, 1982; McGuire & McDonnell, 2006). When the aquifer volume decreases toward the

stream, the TTD broadens and becomes similar to the Gamma distribution models with a shape factor near 0.5 (Kirchner et al., 2000; McGuire & McDonnell, 2006). This is typically the case of incised hillslopes where the river limits the depth of the weathered zone (Leray et al., 2018). On the other end of the spectrum, when the aquifer volume increases toward the outlet, as for some alluvial aquifers, the TTD becomes more uniform (IAEA, 2006; Małoszewski & Zuber, 1982; Zuber et al., 1986).

Characterizing the TTD moments from indices like ξ and A_s might additionally be used to assess transit time properties at large scale for shallow aquifer systems. What has been done on mean transit times from flow simulations (Basu et al., 2012) might be extended to assess transit time variability from hillslope to catchment and regional scales (Trolborg et al., 2007, 2008). To further improve the representation of the transit time variability, more general hillslope structures might be analyzed to account for slope variations, like in concave or convex hillslopes (Evans, 1980; Sabzevari et al., 2010) or in even more complex sigmoidal shapes like the natural hillslope example. With the rapidly evolving hybrid modeling approaches involving physical models and statistical learning methods (Reichstein et al., 2019), the generic correlations might be further used and refined in combination with extensive numerical simulations to regionalize TTDs from mappable physical features (Fienen et al., 2018; Starn & Belitz, 2018).

6. Conclusions

We have investigated how the distribution of groundwater volume affects the transit time under steady state recharge at the hillslope scale. Our analysis was based on synthetic uniform convergent, straight and divergent hillslope, with a constant slope and a uniform recharge. Subsurface flows were modeled by the classic diffusion equation. When the flow exfiltrates at the saturated discharge area, water is directly transferred over the stream with a time considered much smaller than the characteristic transport time in the subsurface. The hillslope model is characterized by four dimensionless parameters, which are its convergence/divergence ratio, its slope, the ratio of the applied recharge to hydraulic conductivity and the ratio of its depth to its characteristic length. Flows and transit times were determined numerically in 3D using the MODFLOW and MODPATH software suite. The variability of the TTD described by its coefficient of variation (ratio of the standard deviation to the mean) is controlled by the mean distance of the groundwater volume to the river normalized by the hillslope length (ξ/L) and by the proportion of seepage area relative to the total area (A_s/A) for any convergent or divergent ratio (C_w).

In the absence of seepage, the coefficient of variation scales linearly with ξ/L in agreement with analytical developments of the specific cases of (a) thin aquifers in flat straight hillslopes, (b) thick aquifers in flat convergent and divergent hillslopes, (c) aquifers in steep convergent and divergent hillslopes. This remarkable result might offer simple ways to assess the variability of transit times at large scales and for remote areas. However, it should be confirmed on a broader range of synthetic and natural hillslope structures and extended to heterogeneous aquifers. Heterogeneities in the aquifer thickness induced by changes in hydraulic conductivity or the bedrock structure, are known to be important factors controlling transit times and their variability. They modify the distribution of head and saturation in the aquifer. Smaller hydraulic conductivities let travel times increase through thicker aquifers. The results obtained here might first be extended to some bounded heterogeneities considering the hillslope as an effective model with adapted parameters. It follows the same rationale as that of Luther and Haitjema (1998) according to which the renewal time (volume over areal recharge) remains relevant as long as the ratio of depth over local recharge does not display any marked trend.

When seepage occurs, the TTD is significantly modified. Additionally, to the rapid transfer of overland flows, the groundwater contribution to the TTD becomes bimodal. The first mode comes from rapid circulations close to the seepage zone. The second mode represents deeper circulations going from a recharge area more uphill to the river below the seepage zone. The groundwater contribution to the distribution cannot be deduced from the results obtained in the absence of seepage. The coefficient of variation of the TTD however remains a simple function of the relative seepage extent (A_s/A). A complementary analysis performed on a natural hillslope structure coming from a crystalline basement in Normandy (France) shows that the TTD depends both on the seepage extent and on its organization in the hillslope, including both local and global topographic structures.

Data Availability Statement

Data were not used for this research.

Acknowledgments

This work was supported by the RIVAGES Normand 2100 Project. Sarah Leray acknowledges funding from the project CONICYT/Fondecyt de Iniciación 11170380. The authors thank Henk Haitjema for insightful comments and for pointing out that Equation 17 could be integrated analytically.

References

- Abbott, B. W., Baranov, V., Mendoza-Lera, C., Nikolakopoulou, M., Harjung, A., Kolbe, T., et al. (2016). Using multi-tracer inference to move beyond single-catchment ecohydrology. *Earth-Science Reviews*, 160, 19–42. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.06.014>
- Alvarado, J. A. C., Purtschert, R., Barbécot, F., Chabault, C., Rueedi, J., Schneider, V., et al. (2007). Constraining the age distribution of highly mixed groundwater using ^{39}Ar : A multiple environmental tracer ($^3\text{H}/^3\text{He}$, ^{85}Kr , ^{39}Ar , and ^{14}C) study in the semiconfined Fontainebleau Sands Aquifer (France): Constraining the age of groundwater. *Water Resources Research*, 43(3). <https://doi.org/10.1029/2006WR005096>
- Alvarado, J. A. C., Purtschert, R., Hinsby, K., Trolldborg, L., Hofer, M., Kipfer, R., et al. (2005). ^{36}Cl in modern groundwater dated by a multi-tracer approach ($^3\text{H}/^3\text{He}$, SF_6 , CFC-12 and ^{85}Kr): A case study in quaternary sand aquifers in the Odense Pilot River basin, Denmark. *Applied Geochemistry*, 11, 599–609. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2004.09.018>
- Ambrose, B., Beven, K. J., & Freer, J. (1996). Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: Topographic indices of hydrological similarity. *Water Resources Research*, 32(7), 2135–2145. <https://doi.org/10.1029/95wr03716>
- Appelo, C. A. J., & Postma, D. (1994). *Geochemistry, groundwater and pollution*. AA Balkema.
- Bakker, M., Post, V., Langevin, C. D., Hughes, J. D., White, J. T., Starn, J. J., & Fienen, M. N. (2016). Scripting MODFLOW model development using Python and FloPy. *Groundwater*, 54(5), 733–739. <https://doi.org/10.1111/gwat.12413>
- Basu, N. B., Jindal, P., Schilling, K. E., Wolter, C. F., & Takle, E. S. (2012). Evaluation of analytical and numerical approaches for the estimation of groundwater travel time distribution. *Journal of Hydrology*, 475, 65–73. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.08.052>
- Bauer, S., Fulda, C., & Schäfer, W. (2001). A multi-tracer study in a shallow aquifer using age dating tracers ^3H , ^{85}Kr , CFC-113 and SF_6 —indication for retarded transport of CFC-113. *Journal of Hydrology*, 21, 14–34. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00381-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00381-X)
- Bear, J. (1972). Dynamics of fluids in porous media. *Soil Science*, 120(2).
- Berne, A., Uijlenhoet, R., & Troch, P. A. (2005). Similarity analysis of subsurface flow response of hillslopes with complex geometry. *Water Resources Research*, 41(9). <https://doi.org/10.1029/2004wr003629>
- Bethke, C. M., & Johnson, T. M. (2002). Paradox of groundwater age. *Geology*, 30(2), 107–110.
- Beven, K. J., & Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology/Un modèle à base physique. *Hydrological Sciences Journal*, 24(1), 43–69.
- Beven, K. J., & Wood, E. F. (1983). Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas. *Journal of Hydrology*, 65(1–3), 139–158. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(83\)90214-7](https://doi.org/10.1016/0022-1694(83)90214-7)
- Bogaart, P. W., & Troch, P. A. (2006). Curvature distribution within hillslopes and catchments and its effect on the hydrological response. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10(6), 925–936. <https://doi.org/10.5194/hess-10-925-2006>
- Bolin, B., & Rodhe, H. (1973). A note on the concepts of age distribution and transit time in natural reservoirs. *Tellus*, 25(1), 58–62. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1973.tb01594.x>
- Bresciani, E., Davy, P., & de Dreuzy, J.-R. (2014). Is the Dupuit assumption suitable for predicting the groundwater seepage area in hillslopes? *Water Resources Research*, 50(3), 2394–2406. <https://doi.org/10.1002/2013WR014284>
- Bresciani, E., Goderniaux, P., & Batelaan, O. (2016). Hydrogeological controls of water table-land surface interactions: Water table-land surface interactions. *Geophysical Research Letters*, 43(18), 9653–9661. <https://doi.org/10.1002/2016GL070618>
- Broers, H. P. (2004). The spatial distribution of groundwater age for different geohydrological situations in the Netherlands: Implications for groundwater quality monitoring at the regional scale. *Journal of Hydrology*, 299(1–2), 84–106. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.04.023>
- Carreira, P. M., Marques, J. M., Espinha Marques, J., Chaminé, H. I., Fonseca, P. E., Santos, F. M., et al. (2011). Defining the dynamics of groundwater in Serra da Estrela Mountain area, central Portugal: An isotopic and hydrogeochemical approach. *Hydrogeology Journal*, 19(1), 117–131. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0675-0>
- Chambers, L. A., Goody, D. C., & Binley, A. M. (2019). Use and application of CFC-11, CFC-12, CFC-113 and SF_6 as environmental tracers of groundwater residence time: A review. *Geoscience Frontiers*, 10(5), 1643–1652. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.02.017>
- Chen, Z., Wei, W., Liu, J., Wang, Y., & Chen, J. (2011). Identifying the recharge sources and age of groundwater in the Songnen Plain (Northeast China) using environmental isotopes. *Hydrogeology Journal*, 19(1), 163–176. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0650-9>
- Chesnaux, R., Molson, J. W., & Chapuis, R. P. (2005). An analytical solution for ground water transit time through unconfined aquifers. *Ground Water*, 43(4), 511–517. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.0056.x>
- Clair, J. S., Moon, S., Holbrook, W. S., Perron, J. T., Riebe, C. S., Martel, S. J., et al. (2015). Geophysical imaging reveals topographic stress control of bedrock weathering. *Science*, 350(6260), 534–538. <https://doi.org/10.1126/science.aab2210>
- Condon, L. E., & Maxwell, R. M. (2015). Evaluating the relationship between topography and groundwater using outputs from a continental-scale integrated hydrology model: Evaluating groundwater controls. *Water Resources Research*, 51(8), 6602–6621. <https://doi.org/10.1002/2014WR016774>
- Cook, P. G., & Böhlke, J.-K. (2000). Determining timescales for groundwater flow and solute transport. In P. G. Cook, & A. L. Herczeg (Eds.), *Environmental tracers in subsurface hydrology* (pp. 1–30). Springer US. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-4557-6_1
- Cook, P. G., & Herczeg, A. L. (2000). *Environmental tracers in subsurface hydrology*. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-1-4615-4557-6>
- Cornaton, F., & Perrochet, P. (2006). Groundwater age, life expectancy and transit time distributions in advective-dispersive systems: 1. Generalized reservoir theory. *Advances in Water Resources*, 29(9), 1267–1291. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.10.009>
- Cudennec, C., Fouad, Y., Sumarjo Gatot, I., & Duchesne, J. (2004). A geomorphological explanation of the unit hydrograph concept. *Hydrological Processes*, 18(4), 603–621. <https://doi.org/10.1002/hyp.1368>
- Cuthbert, M. O., Gleeson, T., Moosdorf, N., Befus, K. M., Schneider, A., Hartmann, J., & Lehner, B. (2019). Global patterns and dynamics of climate-groundwater interactions. *Nature Climate Change*, 9(2), 137–141. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0386-4>
- Doré, F., Dupret, L., Lautridou, J. P., & Hommeril, P. (1988). *Carte géol. France (1/50 000), feuille Granville (172)—Orléans BRGM. Notice explicative par* (p. 55).
- Dunn, S. M., McDonnell, J. J., & Vaché, K. B. (2007). Factors influencing the residence time of catchment waters: A virtual experiment approach: Residence time of catchment waters. *Water Resources Research*, 43(6). <https://doi.org/10.1029/2006WR005393>

- Dupret, L., Ponvet, J., Lautridou, J. P., & Hommeril, P. (1987). *Carte géol. France (1/50 000), feuille COUTANCES (142) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Dupret L., Poncet J., Lautridou J.P., Hommeril P., et coll (1989) (p. 58).*
- Dupuit, J. (1863). *Études théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables (p. 354).* Forgotten Books.
- Eberts, S. M., Bohlke, J. K., Kauffman, L. J., & Jurgens, B. C. (2012). Comparison of particle-tracking and lumped-parameter age-distribution models for evaluating vulnerability of production wells to contamination. *Hydrogeology Journal*, 20(2), 263–282. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0810-6>
- Engdahl, N. B., & Maxwell, R. M. (2014). Approximating groundwater age distributions using simple streamtube models and multiple tracers. *Advances in Water Resources*, 66, 19–31. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2014.02.001>
- Eriksson, E. (1971). Compartment models and reservoir theory. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 2(1), 67–84. <https://doi.org/10.1146/annurev.es.02.110171.000435>
- Etcheverry, D. (2001). *Une approche déterministe des distributions des temps de transit de l'eau souterraine par la théorie des réservoirs.* Université de Neuchâtel. Retrieved from <http://doc.rero.ch/record/4270>
- Etcheverry, D., & Perrochet, P. (2000). Direct simulation of groundwater transit-time distributions using the reservoir theory. *Hydrogeology Journal*, 8(2), 200–208. <https://doi.org/10.1007/s100400050006>
- Evans, I. S. (1980). An integrated system of terrain analysis and slope mapping. *An Integrated System of Terrain Analysis and Slope Mapping*, (36), 274–295.
- Fan, Y., & Bras, R. L. (1998). Analytical solutions to hillslope subsurface storm flow and saturation overland flow. *Water Resources Research*, 34(4), 921–927. <https://doi.org/10.1029/97WR03516>
- Fetter, C. W. (2000). *Applied hydrogeology* (4th ed.). Prentice Hall.
- Fienen, M. N., Nolan, B. T., Kauffman, L. J., & Feinstein, D. T. (2018). Metamodeling for groundwater age forecasting in the Lake Michigan basin. *Water Resources Research*, 54(7), 4750–4766. <https://doi.org/10.1029/2017WR022387>
- Franks, S. W., Gineste, P., Beven, K. J., & Merot, P. (1998). On constraining the predictions of a distributed model: The incorporation of fuzzy estimates of saturated areas into the calibration process. *Water Resources Research*, 34(4), 787–797. <https://doi.org/10.1029/97WR03041>
- Gabrielli, C. P., Morgenstern, U., Stewart, M. K., & McDonnell, J. J. (2018). Contrasting groundwater and streamflow ages at the Maimai watershed. *Water Resources Research*, 54(6), 3937–3957. <https://doi.org/10.1029/2017wr021825>
- Gburek, W. J., & Folmar, G. J. (1999). Patterns of contaminant transport in a layered fractured aquifer. *Journal of Contaminant Hydrology*, 37(1–2), 87–109. [https://doi.org/10.1016/s0169-7722\(98\)00158-2](https://doi.org/10.1016/s0169-7722(98)00158-2)
- Gleeson, T., Befus, K. M., Jasechko, S., Luijendijk, E., & Cardenas, M. B. (2016). The global volume and distribution of modern groundwater. *Nature Geoscience*, 9(2), 161–167. <https://doi.org/10.1038/ngeo2590>
- Grabs, T., Seibert, J., Bishop, K., & Laudon, H. (2009). Modeling spatial patterns of saturated areas: A comparison of the topographic wetness index and a dynamic distributed model. *Journal of Hydrology*, 373(1–2), 15–23. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.03.031>
- Green, C. T., Jurgens, B. C., Zhang, Y., Starn, J. J., Singleton, M. J., & Esser, B. K. (2016). Regional oxygen reduction and denitrification rates in groundwater from multi-model residence time distributions, San Joaquin Valley, USA. *Journal of Hydrology*, 543, 155–166. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.018>
- Güntner, A., Seibert, J., & Uhlenbrook, S. (2004). Modeling spatial patterns of saturated areas: An evaluation of different terrain indices: Spatial patterns of saturated areas. *Water Resources Research*, 40(5). <https://doi.org/10.1029/2003WR002864>
- Haitjema, H. M. (1995). *Analytic element modeling of groundwater flow.* Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-316550-3.X5000-4>
- Haitjema, H. M., & Mitchell-Bruker, S. (2005). Are water tables a subdued replica of the topography? *Groundwater*, 43(6), 781–786. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00090.x>
- Harbaugh, A. W. (2005). *MODFLOW-2005: The U.S. Geological Survey modular ground-water model—the ground-water flow process (Report No. 6-A16).* U.S. Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/tm6A16>
- Harman, C. J. (2015). Time-variable transit time distributions and transport: Theory and application to storage-dependent transport of chloride in a watershed. *Water Resources Research*, 51(1), 1–30. <https://doi.org/10.1002/2014wr015707>
- Hrachowitz, M., Savenije, H. H. G., Blöschl, G., McDonnell, J. J., Sivapalan, M., Pomeroy, J. W., et al. (2013). A decade of predictions in ungauged basins (PUB): A review. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 58(6), 1198–1255. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.803183>
- Hrachowitz, M., Soulsby, C., Tetzlaff, D., & Speed, M. (2010). Catchment transit times and landscape controls—does scale matter? Scientific briefing. *Hydrological Processes*, 24(1), 117–125. <https://doi.org/10.1002/hyp.7510>
- IAEA. (2006). *Use of chlorofluorocarbons in hydrology.* International Atomic Energy Agency. Retrieved from <https://www.iaea.org/publications/7187/use-of-chlorofluorocarbons-in-hydrology>
- IGN. (2018). *Institut National de l'Information Géographique et Forestière—RGE ALTI® Version 2.0—Les modèles numériques 3D—Descriptif de contenu (p. 38).*
- Infascelli, R., Faugno, S., Pindozi, S., Boccia, L., & Merot, P. (2013). Testing different topographic indexes to predict wetlands distribution. *Procedia Environmental Sciences*, 19, 733–746. <https://doi.org/10.1016/j.proenv.2013.06.082>
- Jasechko, S., Perrone, D., Befus, K. M., Bayani Cardenas, M., Ferguson, G., Gleeson, T., et al. (2017). Global aquifers dominated by fossil groundwaters but wells vulnerable to modern contamination. *Nature Geoscience*, 10(6), 425–429. <https://doi.org/10.1038/ngeo2943>
- Ju, Y., Massoudieh, A., Green, C. T., Lee, K.-K., & Kaown, D. (2021). Complexity of groundwater age mixing near a seawater intrusion zone based on multiple tracers and Bayesian inference. *The Science of the Total Environment*, 753, 141994. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.141994>
- Kaandorp, V. P., de Louw, P. G. B., van der Velde, Y., & Broers, H. P. (2018). Transient groundwater travel time distributions and age-ranked storage-discharge relationships of three lowland catchments. *Water Resources Research*, 54(7), 4519–4536. <https://doi.org/10.1029/2017wr022461>
- Kinzelbach, W. (1988). The random walk method in pollutant transport simulation. In E. Custodio, A. Gurgui, & J. P. L. Ferreira (Eds.), *Groundwater flow and quality modelling* (pp. 227–245). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-009-2889-3_15
- Kirchner, J. W., Feng, X., & Neal, C. (2000). Fractal stream chemistry and its implications for contaminant transport in catchments. *Nature*, 403(6769), 524–527. <https://doi.org/10.1038/35000537>
- Kirchner, J. W., Feng, X., & Neal, C. (2001). Catchment-scale advection and dispersion as a mechanism for fractal scaling in stream tracer concentrations. *Journal of Hydrology*, 254(1–4), 82–101. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00487-5](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00487-5)
- Kirkby, M. J. (1978). *Hillslope hydrology.* John Wiley.

- Koh, E.-H., Lee, E., Kaown, D., Green, C. T., Koh, D.-C., Lee, K.-K., & Lee, S. H. (2018). Comparison of groundwater age models for assessing nitrate loading, transport pathways, and management options in a complex aquifer system. *Hydrological Processes*, 32(7), 923–938. <https://doi.org/10.1002/hyp.11465>
- Kolbe, T., Marçais, J., Thomas, Z., Abbott, B. W., de Dreuzey, J.-R., Rousseau-Gueutin, P., et al. (2016). Coupling 3D groundwater modeling with CFC-based age dating to classify local groundwater circulation in an unconfined crystalline aquifer. *Journal of Hydrology*, 543, 31–46. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.020>
- Lane, D., McCarter, C. P. R., Richardson, M., McConnell, C., Field, T., Yao, H., et al. (2020). Wetlands and low-gradient topography are associated with longer hydrologic transit times in Precambrian Shield headwater catchments. *Hydrological Processes*, 34(3), 598–614. <https://doi.org/10.1002/hyp.13609>
- Leray, S., de Dreuzey, J.-R., Bour, O., & Bresciani, E. (2018). Structural controls of groundwater resources in fractured rock aquifers. In XV Congreso Geológico Chileno (p. 643). Retrieved from <https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-02048167>
- Leray, S., de Dreuzey, J.-R., Bour, O., Labasque, T., & Aquilina, L. (2012). Contribution of age data to the characterization of complex aquifers. *Journal of Hydrology*, 464(465), 54–68. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.052>
- Leray, S., Engdahl, N. B., Massoudieh, A., Bresciani, E., & McCallum, J. (2016). Residence time distributions for hydrologic systems: Mechanistic foundations and steady-state analytical solutions. *Journal of Hydrology*, 543, 67–87. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.068>
- Leray, S., Gauvain, A., & de Dreuzey, J.-R. (2019). Residence time distributions in non-uniform aquifer recharge and thickness conditions—An analytical approach based on the assumption of Dupuit-Forchheimer. *Journal of Hydrology*, 574, 110–128. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.04.032>
- Luther, K. H., & Haitjema, H. M. (1998). Numerical experiments on the residence time distributions of heterogeneous groundwatersheds. *Journal of Hydrology*, 207(1–2), 1–17. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00112-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00112-7)
- Lyon, S. W., & Troch, P. A. (2007). Hillslope subsurface flow similarity: Real-world tests of the hillslope Peclet number. *Water Resources Research*, 43(7). <https://doi.org/10.1029/2006wr005323>
- Małoszewski, P., & Zuber, A. (1982). Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers. *Journal of Hydrology*, 57(3–4), 207–231. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(82\)90147-0](https://doi.org/10.1016/0022-1694(82)90147-0)
- Marçais, J., de Dreuzey, J.-R., & Erhel, J. (2017). Dynamic coupling of subsurface and seepage flows solved within a regularized partition formulation. *Advances in Water Resources*, 109, 94–105. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.09.008>
- Massoudieh, A., Leray, S., & de Dreuzey, J.-R. (2014). Assessment of the value of groundwater age time-series for characterizing complex steady-state flow systems using a Bayesian approach. *Applied Geochemistry*, 50, 240–251. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2013.10.006>
- Massoudieh, A., Sharifi, S., & Solomon, D. K. (2012). Bayesian evaluation of groundwater age distribution using radioactive tracers and anthropogenic chemicals: Uncertainties in groundwater dating. *Water Resources Research*, 48(9). <https://doi.org/10.1029/2012WR011815>
- Matonse, A. H., & Kroll, C. (2009). Simulating low streamflows with hillslope storage models: Simulating low streamflows. *Water Resources Research*, 45(1). <https://doi.org/10.1029/2007WR006529>
- McCallum, J. L., Cook, P. G., & Simmons, C. T. (2015). Limitations of the use of environmental tracers to infer groundwater age. *Groundwater*, 53(S1), 56–70. <https://doi.org/10.1111/gwat.12237>
- McCallum, J. L., Engdahl, N. B., Ginn, T. R., & Cook, P. G. (2014). Nonparametric estimation of groundwater residence time distributions: What can environmental tracer data tell us about groundwater residence time? *Water Resources Research*, 50(3), 2022–2038. <https://doi.org/10.1002/2013WR014974>
- McGuire, K. J., & McDonnell, J. J. (2006). A review and evaluation of catchment transit time modeling. *Journal of Hydrology*, 330(3–4), 543–563. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.04.020>
- McGuire, K. J., McDonnell, J. J., Weiler, M., Kendall, C., McGlynn, B. L., Welker, J. M., & Seibert, J. (2005). The role of topography on catchment-scale water residence time. *Water Resources Research*, 41(5). <https://doi.org/10.1029/2004wr003657>
- Merot, P., Squitidant, H., Auroousseau, P., Hefting, M., Burt, T., Maitre, V., et al. (2003). Testing a climato-topographic index for predicting wetlands distribution along an European climate gradient. *Ecological Modelling*, 163(1–2), 51–71. [https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(02\)00387-3](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(02)00387-3)
- Mougin, B., Allier, D., Blanchin, R., Carn, A., Courtois, N., Gateau, C., & Putot, E. (2008). *Étude réalisée dans le cadre des projets de Service public du BRGM 2007 EAU* (Vol. 23, p. 131).
- Mukherjee, S., Mukherjee, S., Garg, R. D., Bhardwaj, A., & Raju, P. L. N. (2013). Evaluation of topographic index in relation to terrain roughness and DEM grid spacing. *Journal of Earth System Science*, 122(3), 869–886. <https://doi.org/10.1007/s12040-013-0292-0>
- Neuman, S. P., & Witherspoon, P. A. (1970). Finite element method of analyzing steady seepage with a free surface. *Water Resources Research*, 6(3), 889–897. <https://doi.org/10.1029/WR006i003p00889>
- Newman, B. D., Osenbrück, K., Aeschbach-Hertig, W., Kip Solomon, D., Cook, P., Rózański, K., & Kipfer, R. (2010). Dating of ‘young’ groundwaters using environmental tracers: Advantages, applications, and research needs. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 46(3), 259–278. <https://doi.org/10.1080/10256016.2010.514339>
- Niswonger, R. G., Panday, S., & Ibaraki, M. (2011). *MODFLOW-NWT, A Newton formulation for MODFLOW-2005* (p. 44). U.S. Geological Survey.
- Ogden, F. L., & Watts, B. A. (2000). Saturated area formation on nonconvergent hillslope topography with shallow soils: A numerical investigation. *Water Resources Research*, 36(7), 1795–1804. <https://doi.org/10.1029/2000WR900091>
- Piessens, R., de Doncker-Kapenga, E., Überhuber, C. W., & Kahaner, D. K. (1983). *QUADPACK—A subroutine package for automatic integration* (Vol. 1). Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-61786-7>
- Pinay, G., Peiffer, S., De Dreuzey, J.-R., Krause, S., Hannah, D. M., Fleckenstein, J. H., et al. (2015). Upscaling nitrogen removal capacity from local hotspots to low stream orders’ drainage basins. *Ecosystems*, 18(6), 1101–1120. <https://doi.org/10.1007/s10021-015-9878-5>
- Pollock, D. W. (2016). *User guide for MODPATH Version 7—a particle-tracking model for MODFLOW* (Report No. 2016–1086) (p. 41). U.S. Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/ofr20161086>
- Reichstein, M., Camps-Valls, G., Stevens, B., Jung, M., Denzler, J., & Carvalhais, N. (2019). Deep learning and process understanding for data-driven Earth system science. *Nature*, 566(7743), 195–204. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-0912-1>
- Remondi, F., Botter, M., Burlando, P., & Faticchi, S. (2019). Variability of transit time distributions with climate and topography: A modeling approach. *Journal of Hydrology*, 569, 37–50. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.11.011>
- Remondi, F., Kirchner, J. W., Burlando, P., & Faticchi, S. (2018). Water flux tracking with a distributed hydrological model to quantify controls on the spatio-temporal variability of transit time distributions. *Water Resources Research*, 54(4), 3081–3099. <https://doi.org/10.1002/2017wr021689>

- Rempe, D. M., & Dietrich, W. E. (2014). A bottom-up control on fresh-bedrock topography under landscapes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(18), 6576–6581. <https://doi.org/10.1073/pnas.1404763111>
- Rodríguez-Iturbe, I., & Valdés, J. B. (1979). The geomorphologic structure of hydrologic response. *Water Resources Research*, 15(6), 1409–1420. <https://doi.org/10.1029/WR015i006p01409>
- Rosenberry, D. O., & Winter, T. C. (1997). Dynamics of water-table fluctuations in an upland between two prairie-pothole wetlands in North Dakota. *Journal of Hydrology*, 191(1), 266–289. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03050-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03050-8)
- Sabzevari, T., Talebi, A., Ardakanian, R., & Shamsai, A. (2010). A steady-state saturation model to determine the subsurface travel time (STT) in complex hillslopes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(6), 891–900. <https://doi.org/10.5194/hess-14-891-2010>
- Schwanghart, W., & Scherler, D. (2014). Short Communication: TopoToolbox 2—MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics*, 2(1), 1–7. <https://doi.org/10.5194/esurf-2-1-2014>
- Seeger, S., & Weiler, M. (2014). Reevaluation of transit time distributions, mean transit times and their relation to catchment topography. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(12), 4751–4771. <https://doi.org/10.5194/hess-18-4751-2014>
- Shangquan, W., Hengl, T., de Jesus, J. M., Yuan, H., & Dai, Y. (2017). Mapping the global depth to bedrock for land surface modeling. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9(1), 65–88. <https://doi.org/10.1002/2016MS000686>
- Sprenger, M., Stumpp, C., Weiler, M., Aeschbach, W., Allen, S. T., Benettin, P., et al. (2019). The demographics of water: A review of water ages in the critical zone. *Reviews of Geophysics*, 57(3), 800–834. <https://doi.org/10.1029/2018rg000633>
- Starn, J. J., & Belitz, K. (2018). Regionalization of groundwater residence time using metamodeling. *Water Resources Research*, 54(9), 6357–6373. <https://doi.org/10.1029/2017WR021531>
- Stotler, R., Harvey, F. E., & Gosselin, D. C. (2009). A Black hills-Madison aquifer origin for Dakota aquifer groundwater in northeastern Nebraska. *Ground Water*, 48(3), 448–464. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00636.x>
- Tetzlaff, D., Seibert, J., McGuire, K. J., Laudon, H., Burn, D. A., Dunn, S. M., & Soulsby, C. (2009). How does landscape structure influence catchment transit time across different geomorphic provinces? *Hydrological Processes*, 23(6), 945–953. <https://doi.org/10.1002/hyp.7240>
- Troch, P. A., Paniconi, C., & van Loon, E. (2003). Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 1. Formulation and characteristic response: Hillslope-storage Boussinesq model, 1. *Water Resources Research*, 39(11). <https://doi.org/10.1029/2002WR001728>
- Troch, P. A., van Loon, E., & Hilberts, A. (2002). Analytical solutions to a hillslope-storage kinematic wave equation for subsurface flow. *Advances in Water Resources*, 25(6), 637–649. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(02\)00017-9](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(02)00017-9)
- Troldborg, L., Jensen, K. H., Engesgaard, P., Refsgaard, J. C., & Hinsby, K. (2008). Using environmental tracers in modeling flow in a complex shallow aquifer system. *Journal of Hydrologic Engineering*, 13(11), 1037–1048. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)1084-0699\(2008\)13:11\(1037\)](https://doi.org/10.1061/(asce)1084-0699(2008)13:11(1037))
- Troldborg, L., Refsgaard, J. C., Jensen, K. H., & Engesgaard, P. (2007). The importance of alternative conceptual models for simulation of concentrations in a multi-aquifer system. *Hydrogeology Journal*, 15(5), 843–860. <https://doi.org/10.1007/s10040-007-0192-y>
- Underwood, S. C., McCallum, J. L., Cook, P. G., Simmons, C. T., Dogramaci, S., Purtschert, R., et al. (2018). Physical and chemical controls on the simultaneous occurrence of young and old groundwater inferred from multiple age tracers. *Water Resources Research*, 54(11), 9514–9532. <https://doi.org/10.1029/2018wr022800>
- Virtanen, P., Oliphant, T. E., Haberland, M., Reddy, T., Cournapeau, D., Burovski, E., et al. (2020). SciPy 1.0: Fundamental algorithms for scientific computing in Python. *Nature Methods*, 17(3), 261–272. <https://doi.org/10.1038/s41592-019-0686-2>
- Visser, A., Broers, H. P., Purtschert, R., Silltenfuß, J., & de Jonge, M. (2013). Groundwater age distributions at a public drinking water supply well field derived from multiple age tracers (^{85}Kr , $^3\text{H}/^3\text{He}$, and ^{39}Ar): Groundwater age distributions at a drinking water well field. *Water Resources Research*, 49(11), 7778–7796. <https://doi.org/10.1002/2013WR014012>
- Wachniew, P., Zurek, A. J., Stumpp, C., Gemtzi, A., Gargini, A., Filippini, M., et al. (2016). Toward operational methods for the assessment of intrinsic groundwater vulnerability: A review. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 46(9), 827–884. <https://doi.org/10.1080/10643389.2016.1160816>
- Yang, J., Heidebuchel, I., Musolff, A., Reinstorff, F., & Fleckenstein, J. H. (2018). Exploring the dynamics of transit times and subsurface mixing in a small agricultural catchment. *Water Resources Research*, 54(3), 2317–2335. <https://doi.org/10.1002/2017wr021896>
- Zuber, A., Małoszewski, P., Stichler, W., & Herrmann, A. (1986). Tracer relations in variable flow. *Paper presented at 5th International Symposium on underground water tracing* (Vol. 86, pp. 45–57). Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME). [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90005-3](https://doi.org/10.1016/0022-1694(86)90005-3)
- Zuber, A., Róžański, K., Kania, J., & Purtschert, R. (2011). On some methodological problems in the use of environmental tracers to estimate hydrogeologic parameters and to calibrate flow and transport models. *Hydrogeology Journal*, 19(1), 53–69. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0655-4>

5.3 Bilan

La première étude conclut que la prise en compte de la structure de l'aquifère et des gradients de recharge modifie de manière significative la forme et les propriétés de la Distribution du Temps de Résidence (DTR). En dehors de très rares cas où la forme de l'aquifère et les conditions de recharge ont des effets compensatoires conduisant à des distributions exponentielles classiques, les DTR prennent une variété de formes couvrant des distributions de type Gamma, de type loi de puissance et uniforme. La prise en compte de la structure de l'aquifère et des gradients de recharge semble essentielle pour améliorer la capacité de prédiction dans les questions liées aux temps de séjour, notamment la qualité, la vulnérabilité et la gestion des eaux souterraines.

La seconde étude démontre que la distribution du volume d'eau souterraine affecte le temps de transit en régime permanent. En l'absence de zones de résurgence, le coefficient de variation des distributions de temps de transit varie linéairement avec la répartition du volume dans l'aquifère en accord avec les développements analytiques des cas spécifiques. Ce résultat remarquable pourrait offrir des moyens simples d'évaluer la variabilité des temps de transit à grande échelle. En présence de zones de résurgence, la DTR est considérablement modifiée. En plus du transfert rapide des écoulements de surface qui ruissellent sur la zone saturée, la contribution des eaux souterraines à la DTR devient bimodale. Le coefficient de variation de la DTR reste cependant une simple fonction de l'étendue relative des zones de résurgence.

CHAPITRE 6

ESTIMATION DES PROPRIÉTÉS HYDRODYNAMIQUES DES MODÈLES HYDROGÉOLOGIQUES

6.1	Estimation à partir de la piézométrie	108
6.1.1	Les chroniques piézométriques	108
6.1.2	Méthodes d'estimation	109
6.2	Estimation à partir du réseau hydrographique	112
6.2.1	Introduction	112
6.2.2	Article scientifique : Estimation of hydraulic conductivity of shallow aquifers from the spatial organization of streams	112
6.3	Résultats de l'estimation des propriétés hydrodynamiques	136
6.3.1	Résultats analytiques	136
6.3.2	Résultats numériques	139
6.4	Bilan	146

6.1 Estimation à partir de la piézométrie

Les sections précédentes ont montré que les niveaux piézométriques côtiers peuvent répondre à différents forçages : la recharge et les variations maritimes. Dans cette section, les propriétés hydrodynamiques du bassin versant d'Agon-Coutainville seront approchées en utilisant d'une part, le niveau moyen observé dans les piézomètres et d'autre part, les variations piézométriques qui répondent aux variations maritimes et saisonnières.

6.1.1 Les chroniques piézométriques

Le piézomètre 101423X0044-F4 (code BSS : BSS000KUVA) est situé dans le cordon dunaire de la commune de Gouville-Sur-Mer (au nord du havre de Blainville) à une altitude de 10 m (Figure 6.1). La profondeur du piézomètre est de 11 m. Il traverse d'abord le cordon dunaire puis les schistes et grès du Briovérien du Massif Armoricaïn. Le relevé piézométrique commence le 01/01/2009 et est toujours en cours d'acquisition. La cote piézométrique (mNGF) du niveau moyen sur ce relevé est de 2,8 m avec une amplitude maximale de 1,95 m. Le piézomètre étant localisé proche du trait de côte, le signal de la marée est observé dans cette chronique. Les cinq autres piézomètres avec des mesures en continu sont aussi localisés dans le cordon dunaire au sud du Havre de Blainville. Dans cette zone, la distance entre la rupture de pente et la mer est plus faible qu'au nord du bassin versant. Quatre des cinq piézomètres (PzAC1, PzAC2, PzAC3 et PzAC4) sont situés entre un cours d'eau parallèle au trait de côte et la rupture de pente. PzAC5 est implanté proche du trait de cote caractérisé par une amplitude des variations piézométriques la plus importante des cinq piézomètres. Les valeurs des niveaux moyens $\bar{h}$ et des amplitudes maximales A_{max} sont listées dans le Tableau 6.1 suivant :

TABLE 6.1 – Paramètres liés aux piézomètres utilisés pour l'estimation des propriétés hydrodynamiques.

	01423X0044-F4	PzAC1	PzAC2	PzAC3	PzAC4	PzAC5
$\bar{h}$ [m]	2,8	4,89	4,83	5,15	4,47	3,18
A_{max} [m]	1,95	1,49	0,83	1,41	0,93	2,04
d_{mer} [m]	465	640	635	480	430	115
L [m]	1300	1000	1000	1000	1000	1000
L_{riv} [m]	-	600	650	730	600	-
h_{riv} [m]	-	4,42	4,25	4,23	4,3	-
d_{riv} [m]	-	235	230	150	20	-
L_{res} [m]	-	-	-	-	-	430

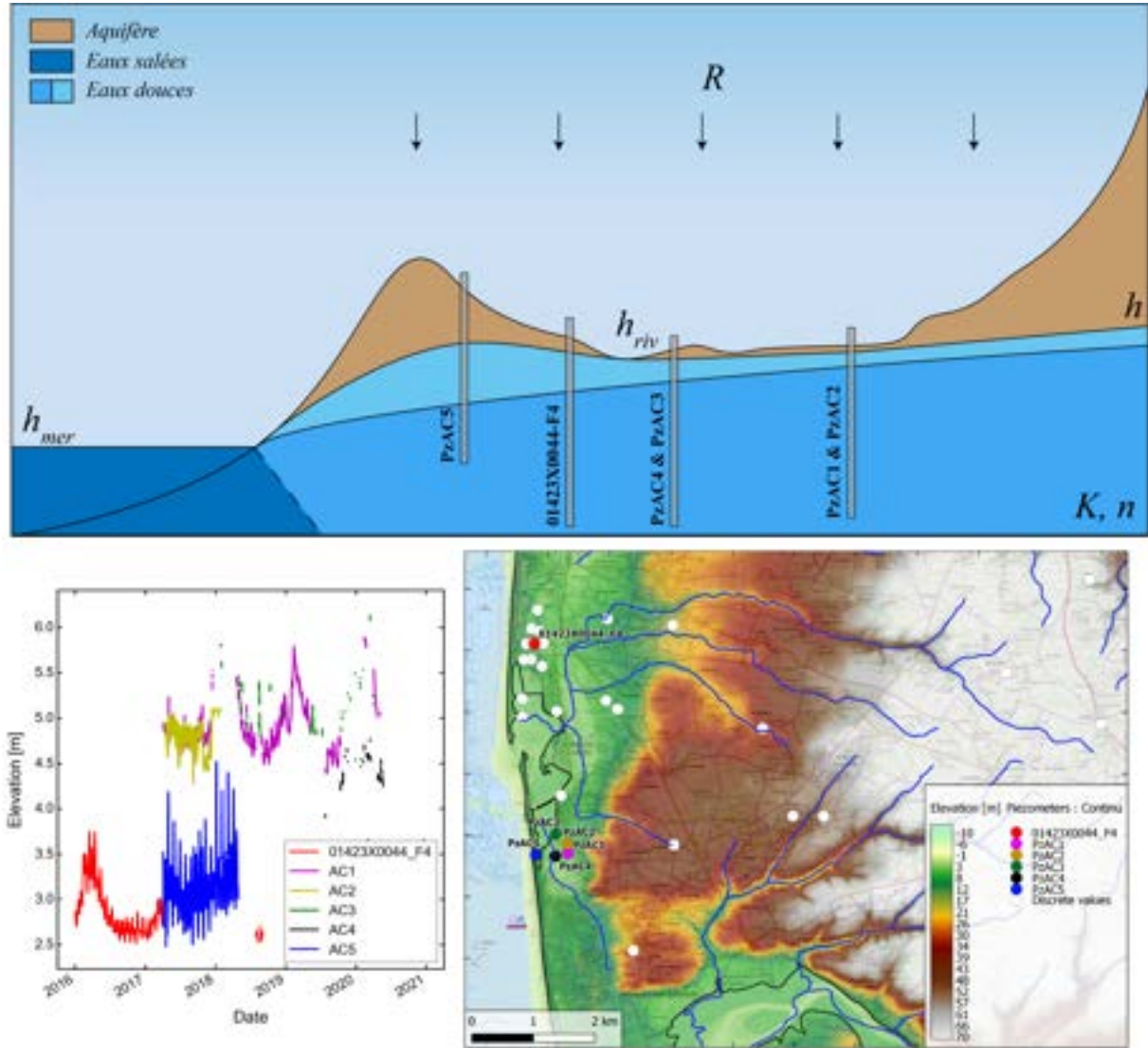


FIGURE 6.1 – En haut : Représentation conceptuelle des variations piézométriques liées aux variations de recharge. En bas à gauche : Variations piézométriques entre 2016 et 2021 de six piézomètres situés dans le cordon dunaire du site d’Agon-Coutainville. En bas à droite : Localisation géographique des six piézomètres. Les points blancs représentent la localisation d’informations piézométriques discrètes.

6.1.2 Méthodes d’estimation

Afin d’exploiter ces données piézométriques pour estimer les propriétés hydrodynamiques de l’aquifère, des méthodes analytiques et numériques ont été utilisées pour simuler les niveaux piézométriques. Pour comparer les valeurs simulées et observées entre

elles, le Root Mean Square Error (RMSE) a été utilisé :

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{(h_i^{sim} - h_i^{obs})^2}{N}} \quad (6.1)$$

où N est le nombre de point dans la chronique piézométrique, h^{sim} est le niveau piézométrique simulé et h^{obs} est le niveau piézométrique observé. L'objectif est de faire tendre le RMSE vers 0 en jouant sur les propriétés hydrodynamiques afin de réduire au maximum l'erreur entre les données observées et simulées.

6.1.2.1 Méthode analytique

Trois solutions analytiques seront utilisés dans les résultats présentés ci-après. L'ensemble des paramètres utilisés dans ces modèles sont listés dans le tableau 6.1.

Le premier est le modèle découlement en régime permanent dans un aquifère non-confiné (Équation 4.10) permettant de calculer l'évolution du niveau piézométrique à partir d'une condition limite à la mer et d'un forçage de recharge. La longueur du modèle L est définie entre le trait de côte (condition limite imposée par le niveau moyen de la mer h_{mer}) et la rupture pente. Cette zone correspond aux zones sableuses du bassin versant. Dans cette configuration, la distance de chaque piézomètre à la mer d_{mer} permet d'extraire le niveau piézométrique simulé et de le comparer aux niveaux piézométriques observés. Le cours d'eau parallèle au trait de côte sera aussi exploré comme une condition limite à travers ce premier modèle pour les quatre piézomètres situés entre le cours d'eau et la rupture de pente. La longueur du modèle est définie par L_{riv} et le niveau du cours d'eau h_{riv} est fixé par le niveau topographique. de la même façon que dans le cas précédent, la comparaison sera réalisée pour chaque piézomètre à une distance d_{riv} du cours d'eau.

La mer et le cours d'eau seront utilisés comme conditions limites dans le second modèle (Équation 4.13). La longueur du modèle L_{res} est alors définie entre la mer et le cours d'eau. Ce modèle est utilisé pour le piézomètre PzAC5. Dans ces trois configurations et en fixant la recharge de l'aquifère R , la conductivité hydraulique peut être estimée à l'aide du RMSE.

Enfin, la propagation de l'onde de marée (Équation 4.1) est utilisée pour définir une valeur de diffusivité D . En fixant préalablement la conductivité hydraulique K à l'aide des deux modèles analytiques précédents et l'épaisseur de l'aquifère e , une valeur de porosité de drainage S_y peut être approchée.

6.1.2.2 Méthode numérique

Dans ce chapitre, les solutions numériques permettent d'une part de valider les résultats obtenus avec les modèles analytiques et d'autre part, d'explorer des systèmes plus complexes. Ils apportent une résolution numérique en trois dimensions, une étude de la problématique en régime transitoire et la possibilité d'appliquer des propriétés hydrodynamiques hétérogènes sur le domaine.

TABLE 6.2 – Côte piézométrique discrète des forages avec des données de niveaux d'eau (points blancs sur la Figure 6.1) sur la zone d'Agon-Coutainville

Code BSS	Date	Cote [mNGF]
01423X0003	01/12/1976	6
01423X0008	01/12/1976	9
01423X0012	01/12/1976	8,2
01423X0016	01/04/1977	52,8
01423X0017	01/04/1977	48,5
01423X0021	04/04/1977	42,7
01423X0023	04/04/1977	30,3
01423X0027	01/09/1977	9,5
01423X0028	01/09/1977	8,2
01423X0030	01/09/1977	4,5
01423X0036	03/06/1983	6,9
01423X0037	01/06/1983	7,3
01423X0040	13/08/1984	3,4
01423X0041	01/06/1985	1,7
01423X0042	01/06/1985	4,3
01423X0043	01/06/1985	4,7
01423X0044	01/06/1985	6,5
01423X0045	01/06/1985	3
01423X0046	21/12/1985	5,22
01423X0047	07/01/1987	4,92
01423X0052	29/09/1990	16,1
01423X0065	10/08/1984	9,9
01423X0066	09/08/1984	8,7
01424X0012	04/04/1977	68
01424X0014	04/04/1977	94,4
01424X0022	21/04/1977	84

Les piézomètres avec des mesures en continu sont uniquement localisés dans la partie sableuse. Afin de caractériser l'ensemble du domaine, des données piézométriques discrètes (Tableau 6.2) issues de relevés manuels (principalement réalisés lors de la mise en place des forages) sont utilisés dans le calcul du RMSE. Ils sont localisés par les points blancs

sur la Figure 6.1.

Les coordonnées géographiques des données piézométriques permettent de localiser les cellules du modèle numérique, d'extraire les niveaux piézométriques simulés dans les cellules considérées et de les comparer avec les niveaux observés au travers du calcul du RMSE.

6.2 Estimation à partir du réseau hydrographique

6.2.1 Introduction

Les données piézométriques sont d'une importance capitale pour la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquifères. Cependant, ces données ont deux limites majeures. Tout d'abord, un piézomètre caractérise une zone très locale et les propriétés hydrodynamiques issues des données piézométriques peuvent rapidement évoluer en s'éloignant du piézomètre en question. Ensuite, la densité des données disponibles reste faible par rapport à la superficie des systèmes environnementaux que nous souhaitons caractériser. Il y a donc une problématique de quantité des données mais aussi de représentativité des paramètres hydrodynamiques que l'on peut extraire pour caractériser ces systèmes.

Toujours dans un souci de pouvoir régionaliser les travaux de ce document, l'article scientifique suivant propose une méthode innovante d'estimation de la conductivité hydraulique établie sur la cartographie du réseau hydrographique. Ces données sont disponibles à l'échelle nationale avec une densité relativement importante. Dans les systèmes environnementaux où l'on considère que les cours d'eau sont principalement alimentés par les aquifères, le réseau hydrographique peut être considéré comme un piézomètre "à ciel ouvert".

6.2.2 Article scientifique : Estimation of hydraulic conductivity of shallow aquifers from the spatial organization of streams

Contribution

L'idée de cet article a vu le jour après de nombreuses discussions avec Ronan Abhervé (Doctorant à Géosciences Rennes) sur la calibration d'un modèle d'écoulement des eaux souterraines à partir du réseau de cours d'eau. J'ai principalement participé à l'élaboration de la méthodologie de ce papier et plus particulièrement à l'élaboration de l'indicateur de

comparaison entre le réseau hydrographique simulé et observé.

Résumé

Les informations sur les propriétés hydrauliques de la subsurface sont essentielles pour la prise en compte de la dynamique des eaux souterraines dans les modèles hydrologiques. Le manque d'estimations pertinentes des conductivités hydrauliques K limite nos capacités à établir des prédictions fiables sur l'évolution future des disponibilités en eau à l'échelle des bassins versants et des régions. Ici, nous proposons une nouvelle méthodologie conçue pour estimer la conductivité hydraulique effective dans les aquifères peu profonds qui nécessite uniquement des informations sur la topographie et le réseau hydrographique dans les conditions pour lesquelles le système d'eau souterraine est un déterminant principal de la densité et de l'extension des cours d'eau. L'approche suppose que le réseau de cours d'eau pérennes est défini par l'intersection de la nappe phréatique avec la topographie. Ainsi, la position de la nappe phréatique, et donc le développement du réseau de cours d'eau, dépend de l'ampleur de la conductivité hydraulique souterraine par rapport aux taux de recharge réels, K/R . En utilisant un modèle 3D d'écoulement des eaux souterraines, K/R est optimisé de manière à ce que la résurgence simulée des eaux souterraines corresponde au réseau de cours d'eau observé. La méthodologie est déployée sur 24 bassins versants situés dans l'ouest de la France, ce qui nous permet de tester la méthodologie dans différentes conditions géologiques. Les résultats montrent une sensibilité élevée du développement du réseau de résurgence simulé au paramètre K/R , un impact limité de la résolution du MNT et un fort contrôle de la densité et de l'extension des cours d'eau d'ordre 1. En considérant les estimations de R provenant du modèle de surface terrestre SURFEX, les conductivités hydrauliques varient entre 10^{-5} et 10^{-4} m.s^{-1} au travers des 24 bassins versants. Avec l'émergence de bases de données mondiales de télédétection combinant des informations de MNT à haute résolution et de réseaux de cours d'eau, l'approche proposée constitue un changement de paradigme dans les méthodologies actuelles d'évaluation des propriétés hydrauliques des aquifères dans les bassins versants peu profonds.

Estimating hydraulic conductivity of shallow headwater aquifers from stream network mapping

Hydrology and Earth System Sciences (in prep.)

Ronan Abhervé^{1,3}, **Alexandre Gauvain**¹, Clément Roques^{1,2}, Laurent Longuevergne¹, Luc Aquilina¹, Jean-Raynald de Dreuzy¹

¹ Univ Rennes, CNRS, Geosciences Rennes - UMR 6118, F-35000 Rennes, France

² Centre for Hydrology and Geothermics (CHYN), Université de Neuchâtel, Neuchâtel, Switzerland

³ Eau du Bassin Rennais, Rennes, France

Correspondence to : Ronan Abhervé (ronan.abherve@gmail.com)

Abstract

Information of subsurface hydraulic properties is critical for the consideration of groundwater dynamics in hydrological models. The lack of relevant estimates of hydraulic conductivities K limits our capabilities to draw reliable predictions for future evolution of water availabilities at the catchments to regional scales. Here, we propose a new methodology designed to estimate effective hydraulic conductivity in shallow aquifers that solely requires information on topography and stream network in the conditions for which the groundwater system is a main determinant of the stream density and extension. The approach assumes that the perennial stream network is set by the intersection of the groundwater table with the topography. Thus, the position of the groundwater table, and so the development of the stream network, depends on the magnitude of the subsurface hydraulic conductivity relative to the actual recharge rates, K/R . Using a parsimonious 3D groundwater flow model, K/R is optimized so the simulated groundwater seepage matches the observed stream network. The methodology is deployed on 24 selected headwater catchments located in western France, allowing us to test the methodology under different geological conditions. The results show high sensitivity of simulated seepage network development to the K/R parameter, limited impact of the DEM resolution and strong control of the density and extension of described low-order streams. By considering estimates of R from the SURFEX land-surface model, hydraulic conductivities

range between 10^{-5} and 10^{-4} m.s^{-1} across the 24 catchments. With the emergence of global remote-sensing databases combining information of high-resolution DEM and stream network, the proposed approach is a paradigm shift in current methodologies to assess hydraulic properties of aquifers in shallow headwater catchments.

1 Introduction

Evaluating the availability of water resources and its evolution under global changes requires local knowledge on the storage and transfer of water at the catchment scale (FAN et al., 2019) involving the development of detailed hydrological models resolving the important hillslope- to catchment-scale processes (HOLMAN et al., 2012; REFSGAARD et al., 2010; WADA et al., 2010) in a wide variety of high-stake areas (ELSHALL et al., 2020). Within the local hydrological cycle, aquifers have a specific role ensuring the storage and transfer of water during and after recharge periods increasing the availability of the resources (FAN et al., 2015; FAN, 2015) and sustaining surface systems in rain-free periods (ALLEY et al., 2002; ANDERSON et al., 2015; HUSCROFT et al., 2018; SOPHOCLEOUS, 2002; WINTER, 1999). Quantifying their contribution remains a challenge, as their highly heterogeneous hydraulic properties have classically been poorly constrained by limited borehole characterization, hydraulic tests, and head-based inverse problems (ANDERSON et al., 2015; CARRERA et al., 2005). As global databases compiling hydraulic conductivities give broad range of characteristic values by lithologies (GLEESON et al., 2014; HARTMANN et MOOSDORF, 2012; HUSCROFT et al., 2018), they cannot be applied directly to local catchments (REINECKE et al., 2019; TASHIE, 2021). Analysis of stream discharge and borehole head dynamics have provided additional ways to estimate effective hydraulic properties at larger scales (BRUTSAERT et LOPEZ, 1998; BRUTSAERT et NIEBER, 1977; JIMÉNEZ-MARTÍNEZ et al., 2013; MENDOZA et al., 2003; TROCH et al., 1993; VANNIER et al., 2014; WITTENBERG, 1999) and to calibrate hydrological models (ECKHARDT et ULBRICH, 2003; ETTER et al., 2020), but face the issue to deploy and maintain regional observation networks urging the hydrological community to develop new methods to characterize ungauged catchments (BEVEN et al., 2020; BLÖSCHL et al., 2019).

We propose a new method to quantify effective hydraulic conductivities of shallow aquifers from increasingly accessible topographical and stream networks observations when the density and extent of the stream system is dominantly controlled by subsurface circulations. It is the case in temperate and wet climates for which surface and subsur-

face hydrological systems are well connected (CUTHBERT et al., 2019) and where the aquifer directly discharges into the stream network (HAITJEMA et MITCHELL-BRUKER, 2005). The discontinuous groundwater seepage network dominantly controls the structure of the continuous stream network (LEIBOWITZ et al., 2018; PEDERSON, 2001). At a given recharge rate, low permeable aquifers display high groundwater table elevation and, consequently, high stream network density in the upper part of the catchments. At the opposite, high permeable aquifers will display lower groundwater tables, higher discharge rates in fewer seepage areas, and, consequently, sparser stream networks confined in the lower elevation valleys (DAY, 1980; DIETRICH et DUNNE, 1993; DUNNE, 1975; GODSEY et KIRCHNER, 2014; LOVILL et al., 2018; LUIJENDIJK, 2022; LUO et al., 2016; PRANCEVIC et KIRCHNER, 2019). Thus, the spatial extent of the stream network, its ramification (DEVAUCHELLE et al., 2012; STRAHLER, 1964; VRIES, 1994) and the discharge rates in the seepage areas are controlled by the hydraulic conductivity K [LT^{-1}] divided by the recharge rate R [LT^{-1}] (BRESCIANI et al., 2016; GLEESON et MANNING, 2008; GODERNIAUX et al., 2013; HAITJEMA et MITCHELL-BRUKER, 2005).

Most approaches have provided means to predict the organization of the observed stream network but have not been designed to infer subsurface hydraulic properties. It is the case of studies that determine stream networks from the topographic information of the digital elevation model (DEM) when the modeled runoff accumulation exceeds a predefined threshold (LE MOINE, 2008; LEHNER et GRILL, 2013; LUO et STEPINSKI, 2008; MARDHEL et al., 2021; SCHNEIDER et al., 2017). Lumped parameter models, such as TOPMODEL (BEVEN et KIRKBY, 1979), have also been extensively used to predict the spatial patterns of seepage areas at large scale (BLAZKOVA et al., 2002; FRANKS et al., 1998; GÜNTNER et al., 2004; MEROT et al., 2003) but have not been used for the characterization of subsurface properties. An exception is the work by LUO et al., 2010 that has calibrated a simplified 1D groundwater model on drainage dissection patterns to assess the spatial distribution of hydraulic conductivities. One of the main obstacles to the development of these approaches is gradually being resolved. Advances in remote sensing are progressively improving the description of global river networks (LEHNER et GRILL, 2013; SCHNEIDER et al., 2017; YAMAZAKI et al., 2019), wetlands (TOOTCHI et al., 2019) and soil moisture (VERGOPOLAN et al., 2021). Lidar and high-resolution satellite imagery offer new opportunities to determine the surface characteristics of landscapes (BLÖSCHL et al., 2019; LEVIZZANI et CATTANI, 2019) and, by extension, the hydrological parameters of local to continental ungauged catchments (BARCLAY et al., 2020; DEMBÉLÉ et al.,

2020).

We investigate the capacity to calibrate the catchment-scale effective hydraulic conductivities of shallow aquifers from the observed stream network with the help of a parsimonious 3D groundwater to relate modelled groundwater flows and surface observations. We propose a novel performance criterion to assess the similarity between the simulated seepage areas and the observed stream network. We present the full methodology and its sensitivity to different stream network observation products on 24 catchments covering various geological contexts in north-western France. We discuss its relevance and perspectives to extensively characterize shallow aquifers from continuous surface information (GLEESON et al., 2021).

2 Materials and Methods

2.1 Model workflow

An overview of the model workflow is illustrated in Figure 6.2. Each block refers to a specific sub-section detailed below (from 2.2.1 to 2.2.3) :

- A digital elevation method (DEM) is used as the top boundary of the groundwater flow model (section 2.2.1) ;
- 3D groundwater flow is solved in the model domain and simulated seepage areas are extracted (section 2.2.2) ;
- A selected stream network independent of the DEM (e.g. shapefile format) is taken as the reference (section 2.2.3) ;
- The simulated seepage areas are compared with the reference stream network (section 2.2.4) ;
- The dimensionless ratio K/R [-] is calibrated on the best match between the simulated seepage areas and the extent of the observed stream network (section 2.2.5).

2.1.1 Topography and model geometry

We first select a digital elevation model (DEM) that will be defined as the upper boundary of the groundwater model. In this study, we use a 75 m grid resolution DEM available at the scale of France. It is generated from photogrammetric restitution and provided by BD ALTI® (IGN, 2018). We also explore the impact of different DEM resolutions on the final estimations of K/R . We consider two higher resolution DEMs of 5 m and 25 m also

provided by BD ALTI. For coarser resolutions, the 25 m DEM was downsampled with nearest neighbour option to larger cell sizes, i.e. 100 m, 200 m, and 300 m. Geospatial processing is performed using the software WhiteBoxTools available in Python (LINDSAY, 2016), labelled *WBT* in the following. All functions of *WBT* used are quoted in brackets in the following. First, the raw DEM is corrected by filling all depressions and by removing flat areas (*WBT.FillDepressions*) to ensure continuous flow between grid cells. The vector point shapefile of the outlet is moved to the location coincident with the highest flow accumulation value (*WBT.D8FlowAccumulation*) within a specified maximum distance taken as four times the DEM resolution (e.g. 300 m for a 75 m resolution DEM) (*WBT.SnapPourPoints*). A flow direction raster (*WBT.D8Pointer*) is used to extract the drainage basin (*WBT.Watershed*).

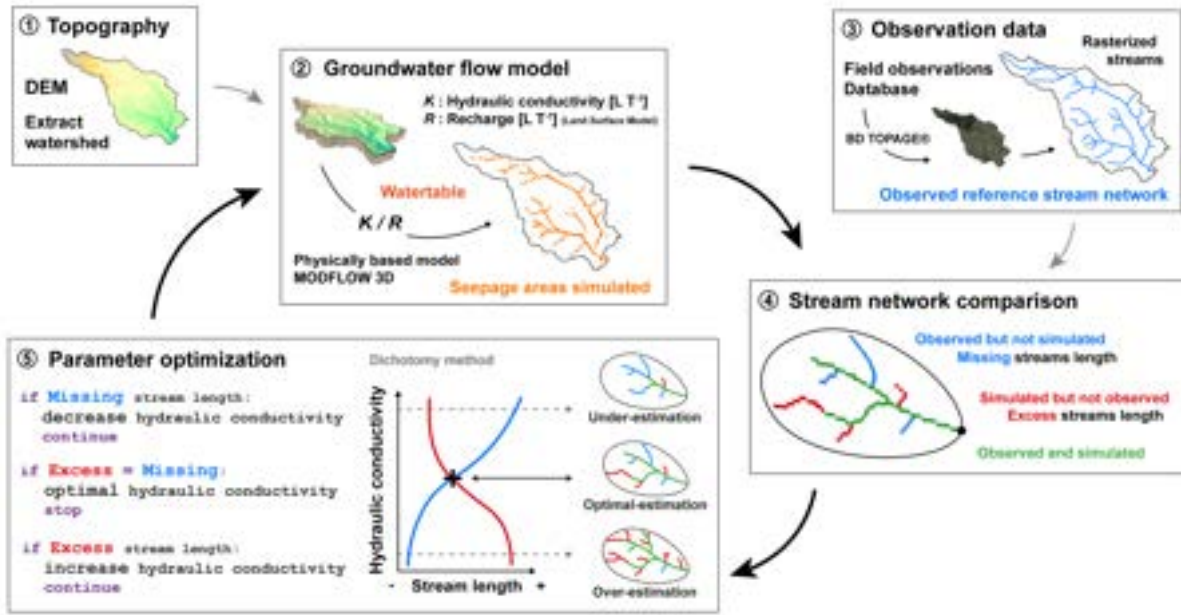


FIGURE 6.2 – Workflow to constrain hydraulic conductivity of the subsurface from an observed stream network.

2.1.2 Groundwater flow model

The MODFLOW software suite is used to solve the depth-integrated groundwater flow equation under steady state conditions (Eq. 6.2) using a three-dimensional finite difference approach (HARBAUGH, 2005 ; NISWONGER et al., 2011) :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(h K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(h K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) = W \quad (6.2)$$

where h [L] is the hydraulic head, K [$L T^{-1}$] is the hydraulic conductivity along the x , y , and z coordinate axes, W [T^{-1}] is the volumetric flux per unit volume from the porous medium.

We use the FloPy Python package (BAKKER et al., 2016) to set and handle simulations. To reduce uncertainties linked to potential flow across topographic boundaries, a buffer zone is added to the topographical catchment boundaries, increasing the modelled domain area by 10 %. In agreement with field observations in the region, the thickness of the domain is set to a constant value of 30 m at which is typically found the interface between the weathered and fractured zones (KOLBE et al., 2016; ROQUES et al., 2014). We also test the sensitivity of the results to the aquifer thicknesses by considering values of 3 m, 10 m, 100 m, 300 m, and 1 000 m. The hydraulic conductivity, K , is assumed to be uniform and isotropic. The recharge R is uniform over the domain with the top boundary set in the MODFLOW model as a drain to simulate head-dependent inflows (recharge) and outflows (discharge) (HARBAUGH, 2005). Recharge operates on each cell while the development of seepage areas and groundwater discharge only occur when the water table outcrops the surface. The topography, the recharge and the aquifer thickness being fixed, the elevation of the groundwater table is only controlled by the hydraulic conductivity. The porosity of the aquifer does not intervene at steady state. The model domain is discretized using the regular mesh of the DEM.

2.1.3 Observation data of the stream network

The observed river network is extracted from the most precise hydrographic network French database, the BD TOPAGE available as a vector format at scale of 1 :10 000 (IGN et OFB, 2021). The main vector file labelled “Cours d’eau” of the BD TOPAGE represents perennial sections of the stream network, i.e. filled and/or continuous-flow segments throughout the year. It has been rasterized at the grid resolution of the groundwater flow model to compare it to the simulated stream network (*WBT.VectorLinesToRaster*). Due to the uncertainty of the positioning of the stream network vector with respect to the DEM, we consider an error of plus or minus 75 m (equivalent to the pixel of the rasterization). The influence of this error is analysed in the results presented in section 3.1 (Figure 6.5b). We also consider 5 other hydrographic network products to quantify their impact on the estimation of K/R . These products were compiled in vector format from 3 different sources : the French database BD TOPAGE (cases B, C and D), the global-scale database HydroRIVERS (cases A), and local scale inventories performed within the fra-

mework of the Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SAGE) (cases E and F). Compared to the BD TOPAGE database, the HydroRivers product is derived from a processing of DEM of lower resolution (approximately 500 m at the equator), while the local inventories are completed by more precise and detailed observations. More information on these products can be found in the appendix A.

2.1.4 Evaluation of the simulated seepage patterns and calibration criterion

For each pixel where seepage is predicted by the groundwater flow model, we trace the nearest downslope flowpath to the observed stream and compute its distance D_{so} [L] (*WBT.TraceDownslopeFlowpaths*) (Figure 6.3a). The discontinuous pattern of pixels with seepage is then converted into a continuous simulated stream network (Figure 6.3b). The distances of the simulated stream network to the observed one are averaged and labelled $\overline{D_{so}}$. (*WBT.DownslopeDistanceToStream*). High $\overline{D_{so}}$ values are characteristic of extended stream networks extending far away from the observed streams. We also compute the mean distance of the observed to the simulated stream networks following a similar procedure. The distance D_{os} [L] from each observed stream network pixel to the simulated stream is computed along the steepest downslope path. In the following, we consider its average $\overline{D_{os}}$ obtained over all pixels of the observed streams. High $\overline{D_{os}}$ values are characteristic of underdeveloped stream networks. The minimum absolute difference between $\overline{D_{so}}$ and $\overline{D_{os}}$ (Equation 6.3), labelled J, is used as the calibration criterion expressing the closest match of the observed and simulated streams or, in other words, the most relevant combination of missing and excess streams (Figure 6.3b).

$$J = |\overline{D_{so}} - \overline{D_{os}}| \quad (6.3)$$

2.1.5 Estimate of the hydraulic conductivity

K/R ratio is calibrated by minimizing the objective function (Appendix B) defined by equation 6.3. A large range of ratio K/R is defined to $[1 \times 10^2, 1 \times 10^5]$, but this interval is not restricted to these bounds. Optimization is performed by a dichotomy approach (BURDEN et FAIRES, 1985). Convergence criterion is reached when the K/R varies by less than 1 %.

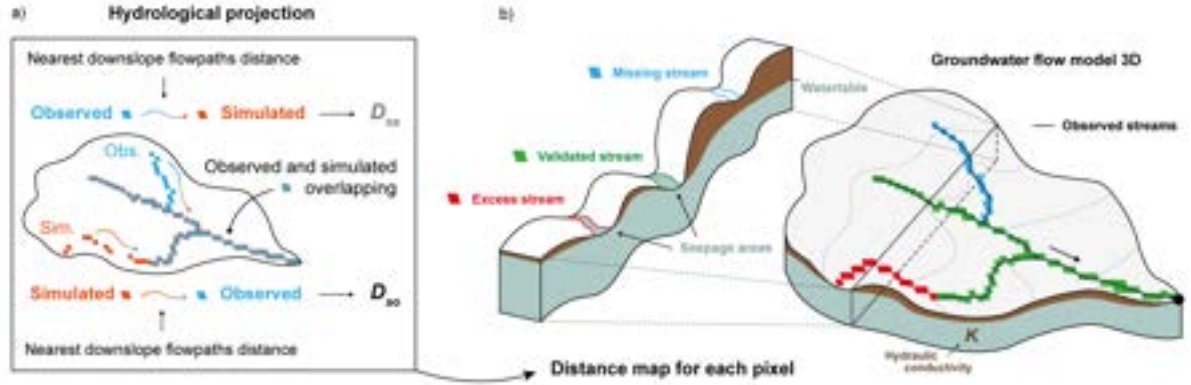


FIGURE 6.3 – a) Definition of the main metrics used for calibration, with $\overline{D_{so}}$, the average distance of D_{so} from observed stream pixels (in blue) to the nearest simulated seepage zone (in orange), and, $\overline{D_{os}}$ the average distance of D_{os} between simulated seepage pixels to the nearest observed stream. b) 3D conceptual diagram of groundwater flow model and a cross section through the catchment. Continuous streams are generated from pixels where the simulated water table intercepts the topography. By comparison with the observed stream network, some of the simulated streams are correctly estimated (valid in green), over-estimated (excess in red), or under-estimated (missing in blue).

The optimal equivalent hydraulic conductivity of the catchment is derived from the optimized K/R ratio by setting the using the average recharge rate R of the land-surface model ISBA-SURFEX (version 8.1) combining the climate model ISBA, for Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere (NOILHAN et MAHFOUF, 1996), and the land surface model SURFEX, for EXternalized SURFace (LE MOIGNE et al., 2020). SURFEX computes the water and energy fluxes at the interfaces between soil, vegetation, and atmosphere at a resolution of 8 x 8 km at the scale of France and at a daily time step (for more detailed information, the reader is referred to <https://www.umr-cnrm.fr/surfex/>). The groundwater recharge of SURFEX is computed as the proportion of the water mobilized down to the aquifer after infiltrating through the soil column. Here, we consider that R is equal to the long-term average recharge rates computed over almost sixty years (1960-2019).

2.2 Study sites

The approach is applied on 24 selected catchments located in Brittany and Normandy (France) (Figure 6.4), where an oceanic and temperate climate prevails. These catchments were selected because of the diversity of their geological and geomorphological settings. Most of them are also subject to extensive research activities for their importance in providing freshwater to the nearby cities (sites 1, 2, 3, 4, 5, 6, 15, 16, 18, 19) or flooding dynamics (Sites 20, 21, 22, 23, 24). Some of these sites are also studied in collaboration

with the stakeholders of the territory on issues related to water quality and river restoration (Sites 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 17, 18, 19) or within observatories and research infrastructure (Site 7 : Long-Term Socio-Ecological Research (LTSER) “Zone Atelier Armorique (ZAAr)” and Sites 17, 18, 19 : French network of Critical Zone Observatories (OZCAR) “Ploemeur-Guidel CZO”). None of these catchments present any reservoir or stream obstacle that would significantly alter the stream network. The study sites cover 5 major lithologies including : Brioverian schist (metamorphic sedimentary rock), Paleozoic sandstone and schist (sedimentary rock), plutonic rocks (mainly granite), micaschist (metamorphic sedimentary rock) and limestone (sedimentary rock). Sites have a homogeneous lithology (1 : 1 000 000 scale) throughout the catchment except for 5 sites (Sites 7, 8, 17, 18, 19) that present 2 lithologies.

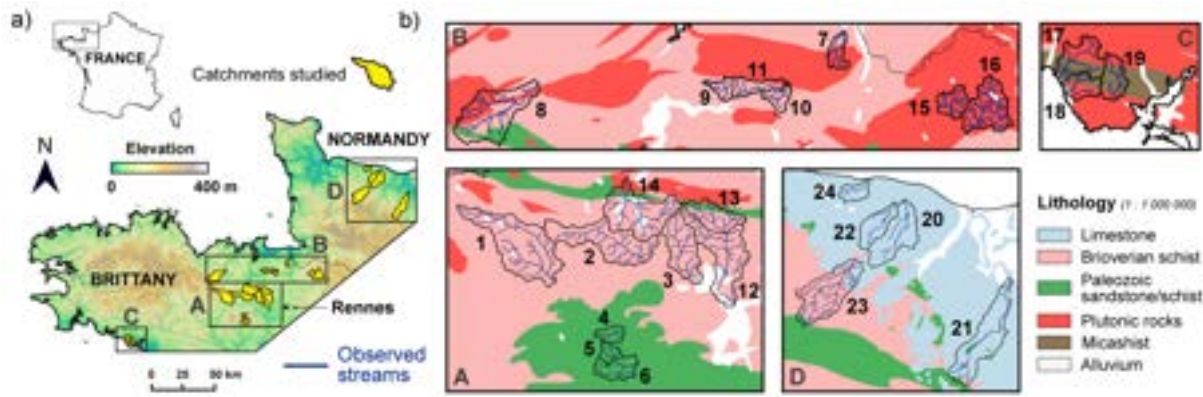


FIGURE 6.4 – a) Localization of the studied catchments (Armorican Massif, North-Western part of France). b) Zoom on sites on top of a simplified geological map (1 : 1 000 000 scale) for the 4 center and right-hand side subpanels.

3 Results

3.1 Application of the methodology

We illustrate the methodology on the Gael catchment before deploying it on the 23 other study sites to assess its performances in various geomorphic and geological settings. Results obtained for the Gael catchment (Figure 6.4, Site 1) are presented for 3 different values of K/R (Figure 6.5a). The dimensionless ratio K/R strongly controls the spatial distribution of the hydraulic head, the shape of the groundwater table shape and its intersection with the surface. As K/R increases, the head gradient decreases, the aquifer progressively disconnects from the surface and the seepage areas become sparser, accumulating downstream in lower zones closer to the catchment outlet. Inversely, lower K/R

values expand the seepage areas along the valleys and depressions towards the head of the catchment. Figure 6.5b shows the sensitivity of the distances $\overline{D_{so}}$ and $\overline{D_{os}}$ varying between 0 m and 900 m. It confirms that the distance from the observed to simulated network $\overline{D_{so}}$ increases with K/R and, at the inverse, that the distance from the observed to the simulated network $\overline{D_{os}}$ decreases with K/R . $\overline{D_{so}}$ and $\overline{D_{os}}$ intersect when the calibration criterion J is met defining the optimum value of the effective hydraulic conductivity through its ratio with the recharge K_{optim}/R . At this point, we define the mean distance D_{optim} [m] of $\overline{D_{so}}$ and $\overline{D_{os}}$ (Equation 6.4) :

$$D_{optim} = \frac{\overline{D_{so}} + \overline{D_{os}}}{2} \quad (6.4)$$

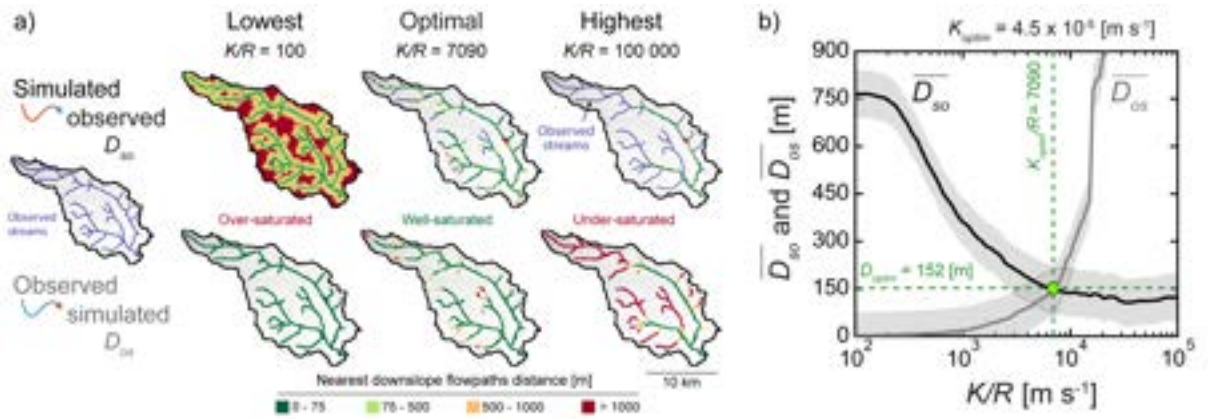


FIGURE 6.5 – a) 2D map views of distances computed along the steepest slope from observed stream pixels to the nearest simulated ones (D_{os}) and from the seepage pixels to the nearest observed position of the stream network (D_{so}). Results are presented for the lowest, optimal and highest K/R values explored. b) Average distances $\overline{D_{so}}$ and $\overline{D_{os}}$, based on the exploration of the K/R ratio. The shaded areas in grey around the curves correspond to the 75 m uncertainty range equal to the resolution the DEM. The optimal simulation is obtained for K_{optim}/R at the intersection between the two curves. At this point $\overline{D_{so}}$ and $\overline{D_{os}}$ are both equal to D_{optim} . The hydraulic conductivity estimated K_{optim} is then derived by using the recharge rate provided by SURFEX.

The smaller the value of D_{optim} , the better the match of the simulated seepage pattern and observed stream network. D_{optim} will thus be used as an indicator of the calibration performance. Considering the DEM resolution DEM_{res} divided by the distance D_{optim} , a new expression D_{ratio} [m] is introduced (Equation 6.5) :

$$D_{ratio} = \frac{\overline{D_{optim}} + \overline{DEM_{res}}}{2} \quad (6.5)$$

As a general rule, this ratio should not exceed three (Equation 6.6) :

$$D_{ratio} < 3 \quad (6.6)$$

TABLE 6.3 – Main landscape characteristics, model input parameters and estimated results of the 24 catchment sites studied.

Catchment	Site ID	Main lithology	Area [km ²]	Slope [%]	Drainage density [km ⁻¹]	Recharge [mm.y ⁻¹]	K_{optim}/R [–]	D_{optim} [m]	K_{optim} [m.s ⁻¹]	Mean of K_{optim} [m.s ⁻¹]
Basance	15	Plutonic rocks	26	4.0	1.8	219	1656	40	1.2 x 10 ⁻⁵	1.1 x 10 ⁻⁵
Nancon	16		65	3.3	1.5	219	1341	72		
Serein	4	Paleozoic sandstone/schist	13	3.7	0.8	219	1239	82	8.9 x 10 ⁻⁶	2.3 x 10 ⁻⁵
Cheze	5		12	2.5	0.8	219	2960	59	2.1 x 10 ⁻⁵	
Canut	6		28	2.2	0.7	219	2359	134	1.6 x 10 ⁻⁵	
Gael	1	Brioverian schist	132	2.5	0.7	219	7090	143	4.5 x 10 ⁻⁵	2.7 x 10 ⁻⁵
Garun	2		96	2.4	0.7	183	6270	148	3.5 x 10 ⁻⁵	
Vaunoise	3		62	2.7	0.8	146	5010	95	2.7 x 10 ⁻⁵	
Estret	9		14	2.0	1.0	146	3487	102	1.8 x 10 ⁻⁵	
Linonlac	10		16	2.9	0.8	146	5831	105	3.0 x 10 ⁻⁵	
Bouteille	11		24	2.9	0.8	146	5919	86	3.0 x 10 ⁻⁵	
Flume	12		134	2.9	0.9	146	3253	103	1.7 x 10 ⁻⁵	
Vignoc	13		41	3.0	0.9	183	3136	87	1.7 x 10 ⁻⁵	
Neal	14		95	2.7	0.9	183	2740	105	1.5 x 10 ⁻⁵	
Seulles	23		134	4.7	1.1	292	4659	342	4.0 x 10 ⁻⁵	
Home	7	Schist Plutonic rocks	19	2.4	1.0	183	1568	137	9.4 x 10 ⁻⁶	4.5 x 10 ⁻⁵
Arguenon	8		103	4.7	0.8	219	7559	190	5.6 x 10 ⁻⁵	
Guidel	17		24	3.8	1.0	292	7090	111	6.9 x 10 ⁻⁵	
Lannenec	18		13	3.1	0.9	219	7911	220	5.9 x 10 ⁻⁵	
Ploemeur	19		15	2.9	0.9	292	3077	87	3.0 x 10 ⁻⁵	
Mue	20	Limestone	99	1.5	0.4	183	14883	139	8.4 x 10 ⁻⁵	8.0 x 10 ⁻⁵
Laizon	21		141	2.2	0.5	183	14883	477	8.6 x 10 ⁻⁵	
Thue	22		52	1.9	0.5	183	12305	222	6.7 x 10 ⁻⁵	
Gronde	24		25	1.7	0.4	183	14883	127	8.4 x 10 ⁻⁵	

High-order streams are well represented in all simulations as shown by their green color in all cases (Figure 6.5a). Low-order streams are more sensitive and drive most of the variations of $\overline{D_{so}}$ and $\overline{D_{os}}$ as shown as their evolving colors from red to green. In other words, the calibration is controlled by the spatial extent of the streams from the valleys to the headwaters following the topographic depressions. D_{optim} is equal to 152 m and remains of the order of three times the resolution of the DEM indicating a close match of the observed streams. Using the DEM resolution as the uncertainty, K/R ranges between 3054 and 10 000 (shaded space in Figure 6.5b, results of the maps are available in appendices B), corresponding to an hydraulic conductivity range of 1.9 x 10⁻⁵ to 6.4 x 10⁻⁵ m.s⁻¹ for a recharge rate R of 255 mm.y⁻¹. The optimal hydraulic conductivity K_{optim} estimated from the K_{optim}/R of 7090 is 4.5 x 10⁻⁵ m.s⁻¹.

The method has been successfully applied to the 23 other catchments displayed on Figure 6.4. Both $\overline{D_{so}}$ and $\overline{D_{os}}$ were found to systematically intersect defining an optimal effective hydraulic conductivity K_{optim} and a mean distance D_{optim} , both reported in Table 6.3. Most D_{optim} distances do not exceed 225 m, i.e. less than 3 pixels, showing the good consistency between the simulated stream network and the observed stream network (Figure 6.6b).

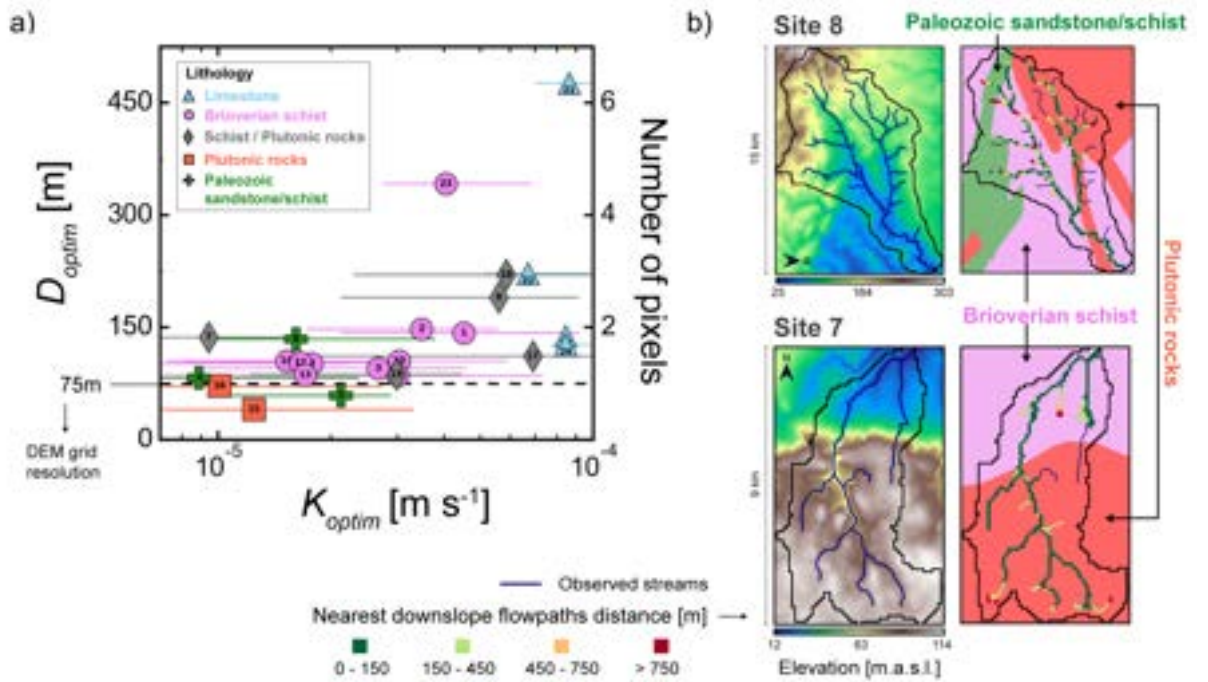


FIGURE 6.6 – a) D_{optim} criterion and K_{optim} estimated for the 24 sites. The DEM resolution is 75 m and the aquifer thickness is 30 m. b) Elevation map (left part) with the observed stream network and the simplified geological map (1 :1 000 000 scale) (right part) with the downslope flowpaths distances of the simulated seepage areas projected to the observed streams.

K_{optim}/R values range over one order of magnitude, from 1239 to 14 883, resulting in K_{optim} values from 8.9×10^{-6} to 8.6×10^{-5} m.s⁻¹ (Figure 6.6a). Only the two sites 23 and 21 show larger distances of 342 m and 477 m. These large values show significant mismatches between the observed and the simulated stream network that are not necessarily linked to the model, but to the data themselves. For the site 21, the error comes from a non-reported subsurface flow in the observed stream network within a karstic system however well represented by the model (Appendix C). For the site 23, the large error comes from inconsistencies between the observed stream network and the DEM (Appendix C). The depressions in the topography given by the DEM are far away from the observed

stream network resulting in high distances and a high D_{optim} value. We note that this mismatch between the selected observed stream network (BD TOPAGE) increases with the DEM resolution. For the 5 m and 25 m resolutions tested, the distances $\overline{D_{so}}$ and D_{os} become more sensitive, in the vicinity of the optimal criterion J , to the mismatch between an increasingly accurate DEM and a coarsely defined stream network than to hydraulic conductivity. Accordingly, for both cases D_{optim} divided by the DEM resolution is respectively of 51.1 and 8.2.

3.2 Sensitivity of the calibrated hydraulic conductivity to input products, DEM resolution and model parameters

To further analyze the robustness of the method, we determine its sensitivity to the DEM resolution and to the observed stream network. First, the resolution of the DEM has only a minor influence on the optimal hydraulic conductivity when it remains consistent with the resolution of the stream network description as discussed in the previous section. In the case of the Canut catchment (Figure 6.7a1). The estimated K_{optim} values are close to each other from $1.2 \cdot 10^{-5}$ to $1.7 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ without displaying any systematic trend. The criterion D_{ratio} criterion (Equation 6.5) remains close to 1 and smaller than the criterion of 3, between 0.5 and 1.8.

Second, the method appears to be highly sensitive to the extension of the observed stream network. We have systematically applied it to six reference hydrographic networks issued by different global, national, and local databases. These products are represented on Figure 6.7b1 by increasing densities. The large range of densities of the reference networks comes from the nature of the observation as well as the scale at which it is established (Appendix A). It is relevant to analyze the sensitivity of the estimated hydraulic conductivities K_{optim} to the extension of the stream network tested. With a DEM_{res} of 75 m, the criterion D_{ratio} (Equation 6.5) remains smaller than 3 for cases B to F qualifying them to estimate K_{optim} (Figure 6.7b2). For case A, the global-scale product HydroRIVERS (LEHNER et GRILL, 2013) locates rivers away from the topographic valleys of the DEM issuing a D_{optim} value more than ten times larger than DEM_{res} . For cases B to F, values of K_{optim} vary over one order of magnitude from 7×10^{-6} to $6 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$. K_{optim} decreases with more extended and denser hydrographic networks (Figure 6.7b2). Indeed, dense networks are generated by low hydraulic conductivities and high water table to shift the headwater streams upwards in the catchment (Figure 6.7b1, E and F). Conversely, sparser hydrographic networks concentrate in the lower valleys for the higher

hydraulic conductivities (Figure 6.7b1, A and B). The existence of wetlands and the elevation of the first-order streams are especially constraining confirming the sensitivity of the hydrographic density and extension to the subsurface hydraulic conductivity.

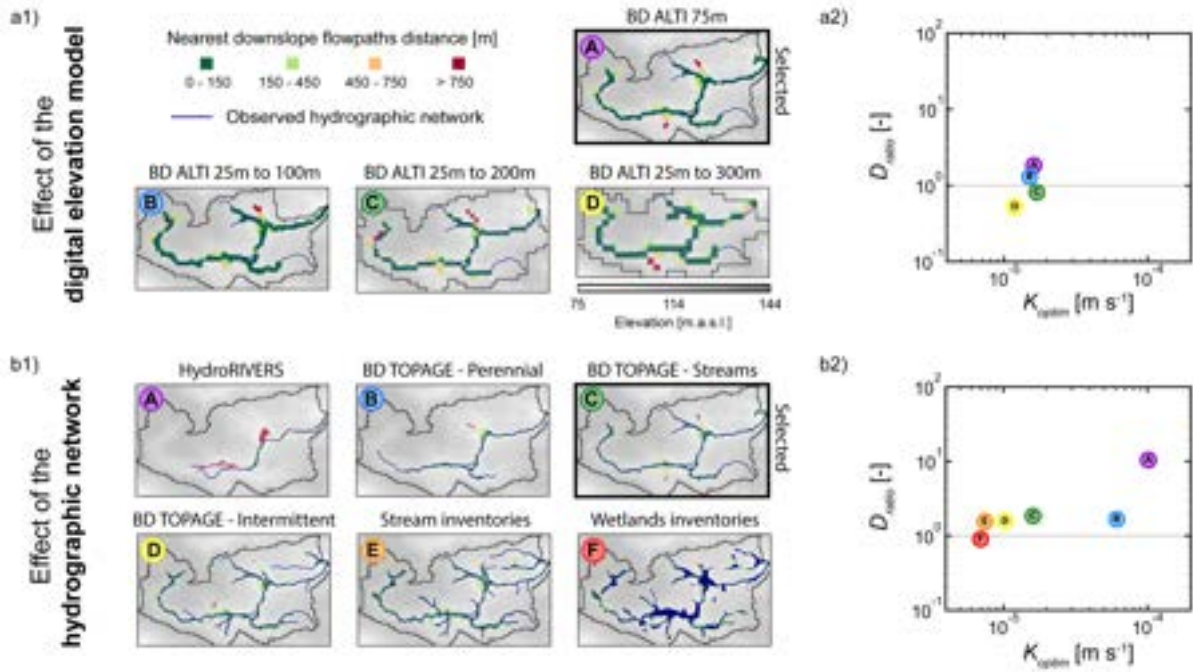


FIGURE 6.7 – Sensitivity testing of the method for the Canut catchment (Site 6) by varying DEM resolution (a), reference stream network product (b). Downslope flowpaths distances of the simulated seepage areas projected to the reference hydrographic network for the K_{optim}/R simulation (a1, b1). D_{optim} criterion in function of K (a2, b2) estimated from the dichotomy method. The resolution of the DEM is 75 m when not modified for a test.

4 Discussion

In this paper, we present a novel process-based modeling approach to assess effective hydraulic conductivities at the catchment-scale based on the density and extent of the stream network.

4.1 Comparison of the approach with other methods

An efficient way to compare spatial patterns of seepage areas and to reach to optimal estimation.

The developed method systematically allows to reach a unique K/R obtained from the average distances $\overline{D_{so}}$ and $\overline{D_{os}}$. This framework builds-on the methodology proposed by FRANKS et al., 1998 and GÜNTNER et al., 2004 that have developed quantitative

performance criteria describing the agreement between simulated and observed spatial patterns of seepage areas, through a cell-by-cell and cell-by-neighborhood analysis. Our approach is inspired by the criterion of GÜNTNER et al., 2004 based on the Euclidean nearest distance between observations and model results. In our method, we propose to operate the nearest downslope flowpath distances to quantify in an illustrative way the location of observed and simulated patterns relative to each other. This approach is not limited by the direct spatial match of the discontinuous/scattered simulated seepage areas with the observed. Although another criterion developed by FRANKS et al., 1998, labelled fuzzy likelihood, takes into accounts the number of spatially coinciding modelled and observed and correctly saturated or unsaturated areas in patterns, it remains strongly dependent on the ratio of the number of simulated pixels to the observed .

Our approach allows us to estimate a consistent range of hydraulic conductivities.

In our approach, we found possible K values ranging from 1.9×10^{-5} to $6.4 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ in the case of the Gael catchment (Figure 6.5b), assuming an error of plus or minus the DEM resolution (75 m in our case) for the D_{optim} distance criterion. Considering this uncertainty in K we found a resulting error criterion D_{optim} evolving over a factor 2, for which the simulated stream network map remains accurate (Appendix B). There are few works estimating hydraulic conductivity from stream network. Previous work of LUO et al., 2010 have explored a similar hypothesis, designing an inversion strategy based on the local drainage density map and the Dupuit-Forcheimer assumption. The authors found a wide range for the hydraulic conductivity for volcanic rocks in the Oregon Cascades, 10^{-8} to 10^{-6} m.s^{-1} for the older rocks, and 10^{-5} to 10^{-2} m.s^{-1} for the younger. Assuming a 1D groundwater flows from crest to valley, the fixed flowpath length is equal to the topographical downslope distance to the nearest stream from any DEM pixel relying on the raster map of computed drainage density (LUO et STEPINSKI, 2008). While this framework might be valid under the condition that the water table is a replicate of the topography (HAITJEMA et MITCHELL-BRUKER, 2005), it might show limitation in contexts where the 3D nature of the flow paths generates discontinuities in seepage structures along the stream network and disconnection with the topography.

4.2 Control factors affecting outcomes

The method is very sensitive to the surface information of the hydrographic network.

We highlight that the method is sensitive to the density (Appendix E) and spatial extent of the observed stream network. Thus, the choice of this product must be considered in the interpretation but does not restrict the use of the method. Note that frequently the river maps available on a national scale are often incomplete compared to the field observations. In addition, the choice of the reference stream network must be consistent and appropriate to the quality and resolution of the DEM.

Comparison of the K values estimated with those of the literature.

For the 24 catchments investigated here, the method predicts a diversity of K values surprisingly distributed over only one order of magnitude. However, we found a significative contrast across lithological units (Figure 6.6a) with similar lithology tending toward similar values of K . For example, we found lower values of K for plutonic-dominated catchment, suggesting high water table elevation with high drainage density, while limestones are significantly more permeable with lower drainage density. Although there is evidence of a link with geology, it is not the only factor explaining the results variability. The relatively homogeneous geomorphological aspects across the catchments should contribute to the homogenization of K values. Nonetheless, the range of estimated K deviate from what we know from estimates derived from borehole tests generally distributed over 3-4 order of magnitudes in Brittany (ACHTZIGER-ZUPANČIČ et al., 2017; JIMÉNEZ-MARTÍNEZ et al., 2013; LE BORGNE et al., 2006; LERAY, 2012; ROQUES et al., 2016). Field measurements from hydraulic tests are local estimates that strongly depend on the local structure (transmissive or not) while catchment scale groundwater flow integrates a larger volume of aquifer which, according to our results, restrict the variability. This result confirms previous works that have suggested that there exist a direct scaling between the variance (ACHTZIGER-ZUPANČIČ et al., 2017) or the mean of the hydraulic conductivity and the scale of investigation (CLAUSER, 1992; NASTEV et al., 2004). Nevertheless, the range of estimated hydraulic conductivities from 1×10^{-6} to $5 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ is consistent with values obtained by previous studies performed in similar lithological contexts (DEWANDEL et al., 2006; ROQUES CLÉMENT, 2014).

Local geomorphic and climatic knowledge is critical to gain insights into the validity of estimated K .

The spatial organization of springs, the stream network architecture and its drainage density are integrative indicators of the surface-subsurface interactions (FAN et al., 2013). Some studies have demonstrated that climate, geology and topography are the key factors controlling the spatial extent of the stream network (LOVILL et al., 2018; LUIJENDIJK, 2022; PRANCEVIC et KIRCHNER, 2019). These control parameters are included in the model development, the input data, and the reference observation data. We found that the estimates of K are impacted by the different boundary conditions that have been considered. Local knowledge of geomorphic and hydrological conditions is thus critical to inform the model and ensure that estimated K represent the actual processes at the surface-subsurface interface. In this sense, landscape shape and drainage density are often related to their lithology (DAY, 1980; LOVILL et al., 2018). The results obtained for site 8 displaying 2 distinct lithologies (Figure 6.6b) show that on the granitic part of the catchment there is a large discrepancy between simulated and observed streams. However, for the part of the catchment where metamorphic rocks dominate, we found accurate prediction. These two behaviors seem to be a function of the higher drainage density on the granite - with a lower hydraulic conductivity - than the schist. In addition, some landscape features (sharp accident in the topography, transmissible fault zones, lithological contacts, large water body, etc.) control groundwater flow and their relationship with the surface (GAUVAIN et al., 2021; SCHUMM et al., 1995). This is illustrated by the site 7 (Figure 6.6b) which is characterized by a steep slope transition (6 % on 1000 m of length) located along a lithological contact. Hence, the groundwater table simulated by the model does not intercept the upstream part of the first order stream to the east of the site. In this specific zone, the simulated seepage areas are located in the foot-slope area where previous works have revealed the presence of a significant and perennial groundwater spring/wetlands (KOLBE et al., 2016; VAUTIER et al., 2019).

4.3 Additional opportunities to explore and perspectives

It is conceivable to apply this method at multiple scales, for example to map hydraulic conductivity at the catchment or smaller scale by applying the methodology from multiple outlets. These possibilities are even more relevant as current innovations in remote sensing and crowdsourcing (ETTER et al., 2020) provide new high resolution surface information products such as the DEM (HAWKER et al., 2022; YAMAZAKI et al., 2019) or the hydro-

graphic network (DALLAIRE et al., 2019; GRILL et al., 2019). Specifically, the perennial part of the hydrological network is increasingly studied and mapped (FOVET et al., 2021; MESSENGER et al., 2021). We suggest that the coupling of these new products with the approach developed in this study provides an unique perspectives (or step forward) for the prediction of water resources in ungauged catchments (HRACHOWITZ et al., 2013; SIVAPALAN et al., 2003). In addition, it would be appropriate to consider agricultural drainage, which is particularly important in the study area because of its strong effect on hydrological dynamics in the headwaters (BLANN et al., 2009).

5 Conclusion

As proposed by (FAN et al., 2019), we need global syntheses activities and model experiments to assess the impact of hillslope and catchment hydrology on global change predictions (TAYLOR et al., 2013). To address these issues, it is necessary to improve spatially distributed data of hydraulic properties of the subsurface. This remains a significant challenge due to the lack of data, especially for non-instrumented basins (HAAF et GIESE, 2020). The innovative and robust methodology presented in this paper using the surface stream network to constrain a groundwater flow model aims at addressing this challenge. Dimensionless K/R parameter is optimized by modelling the stream network distribution and the effective K is assessed from the recharge rates obtained from an independent land surface model. This new modelling scheme offers new opportunities to consider surface information as key constraint for hydrogeological models. Indeed, we suggest that this integrated surface information at the catchment scale is very accessible at relatively high resolution compared to subsurface data. This new approach, less limited by available data, could be widely deployed across multiple basins and/or multiple regions of the world. Indeed, it is independent from heavy continuous monitoring setup such as stream gauges (CROMWELL et al., 2021; ECKHARDT et ULBRICH, 2003; VANNIER et al., 2014) and boreholes (CARRERA et al., 2005; CHOW et al., 2016; de GRAAF et al., 2020). It would be interesting to deploy this approach on a regional scale and apply it dynamically by integrating spatiotemporal data on river intermittency.

6 Appendices

Appendix A : Hydrographic network products information.

- Global database - HydroRIVERS (<https://www.hydrosheds.org/page/hydrorivers>) (Linke et al., 2019) is derived from HydroSHEDS (LEHNER et al., 2013), a mapping product that provides hydrographic information for regional and global-scale applications, based on a grid resolution of 15 arc-seconds (approximately 500 m at the equator).
- National database - The BD TOPAGE database classifies streams as perennial or intermittent based on historical photogrammetric reconstructions (<https://bdtopage.eaufrance.fr>).
- Local database - The local stream and wetland inventory maps are based on observations and field surveys validated by the “Schéma d’Aménagement et de Gestion des Eaux (SAGE)” (<https://sdage-sage.eau-loire-bretagne.fr/home.html>).

Appendix B : Objective function of the calibration criteria.

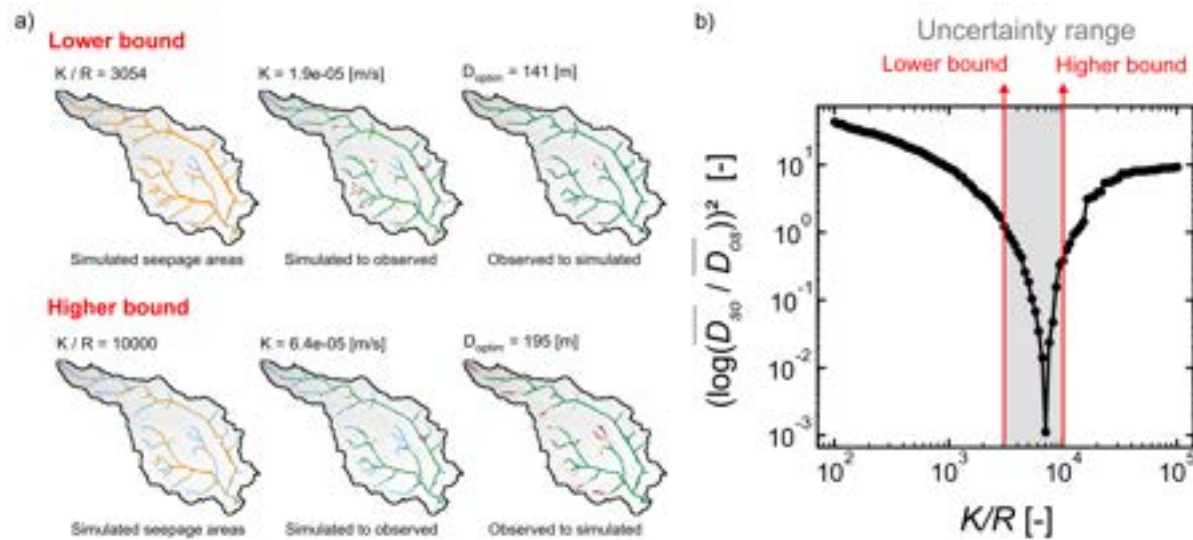


FIGURE 6.8 – Appendix B : 2D map views of simulated seepage areas and downslope flowpaths distances for the two K/R at the bounds of the uncertainty. Objective function based on the developed performance criteria obtained for the Gael pilot site.

Appendix C : Errors from DEM.

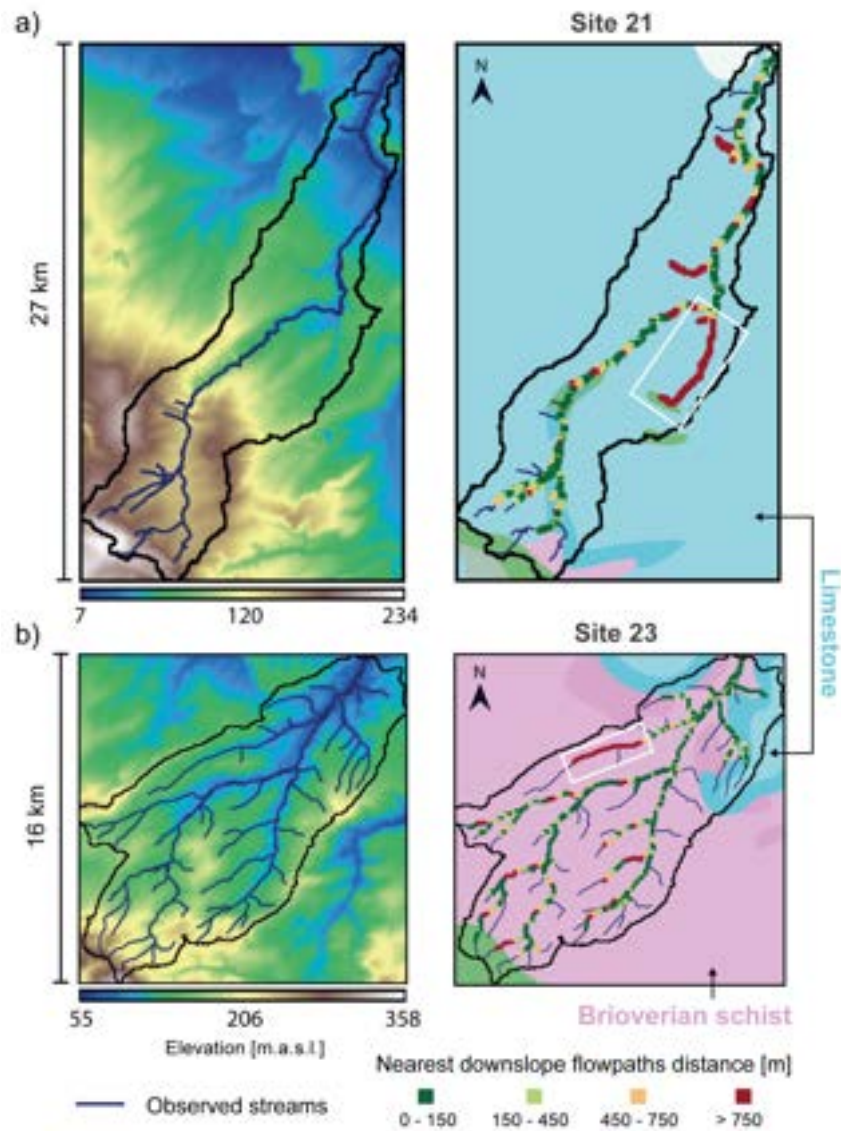


FIGURE 6.9 – Appendix C : Elevation map (left part) with the observed stream network and the simplified geological map (1 :1 000 000 scale) (right part) with the downslope flowpaths distances of the simulated seepage areas projected to the observed streams. The white square in the right parts of the figure identifies an area of major distance errors. For site 21 (a), it is caused by a simulated stream that is not observed on the map. For site 23 (b), it is due to the fact that a simulated stream flows in the topographic depression of the DEM, which does not match the observed stream.

Appendix D : Sensitivity of the method to the thickness of the applied aquifer.

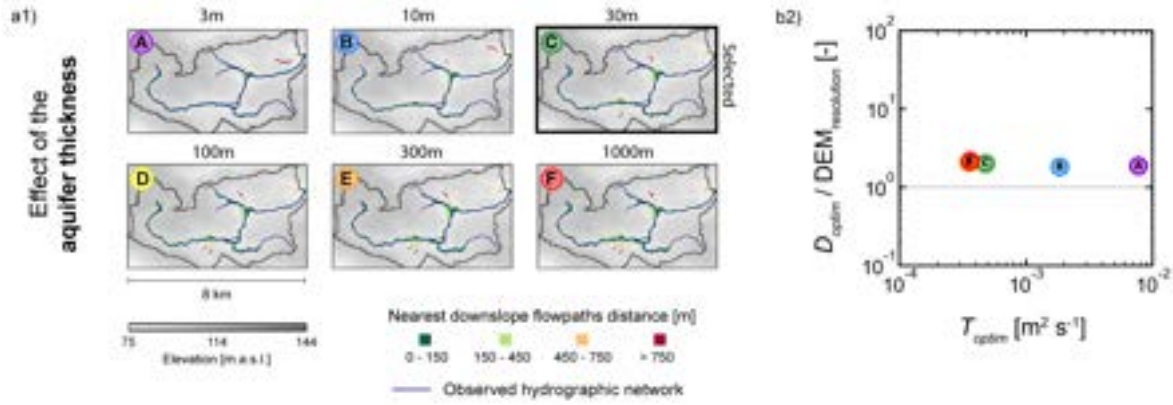


FIGURE 6.10 – Appendix D : Sensitivity testing of the method for the Canut catchment (Site 6) by varying aquifer thickness (c). Downslope flowpaths distances of the simulated seepage areas projected to the reference hydrographic network for the K_{optim}/R simulation (c1). D_{optim} criterion in function of the maximal transmissivity T (c2) estimated from the dichotomy method. The resolution of the DEM is 75 m.

Appendix E : Comparison with the drainage density of the stream network.

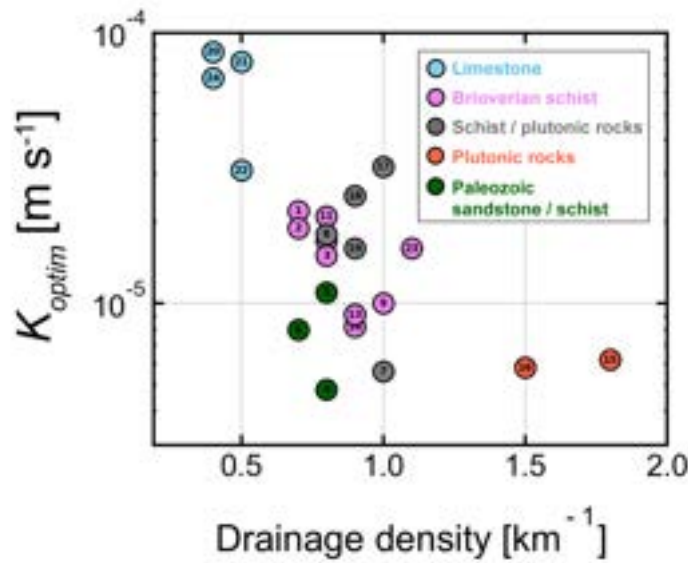


FIGURE 6.11 – Appendix E : Hydraulic conductivity optimal estimated as a function of drainage density for different lithologies..

Code and data availability

The code to test the method from an example is available online at the reviewers' request : https://github.com/RonanAbherve/stream-network_beta

Author contribution

Ronan Abhervé and Alexandre Gauvain developed the idea for this paper after discussions about the calibration of a groundwater flow model from the stream network with Clément Roques and Laurent Longuevergne. Ronan Abhervé and Alexandre Gauvain developed the code of the presented methodology. Ronan Abhervé created the figures, and all authors carried out the conceptualization and gave important feedback and suggestions on the figures. Ronan Abhervé wrote the first draft of the paper, and all authors were involved in reviewing and editing the final paper.

Acknowledgments

This work was supported by “Eau et Territoires” research chaire driven by the Fondation Rennes 1. Clément Roques acknowledges funding from the Rennes Métropole research chaire and WATERLINE project. Alexandre Guavain acknowledges funding from the RIVAGES Normands 2100 project. The investigations benefited from the support of OZCAR, H+.

6.3 Résultats de l'estimation des propriétés hydrodynamiques

Cette section présente l'estimation des propriétés hydrodynamiques pour le site d'Agon-Coutainville. Les résultats sont obtenus en faisant l'hypothèse que l'aquifère côtier a une épaisseur e de 30 m constante par rapport à la topographie. Cette épaisseur représente une zone sableuse reposant sur un substrat rocheux plus ou moins altéré pour la partie aval et une zone de socle altérée et fissurée pour la partie amont du bassin versant. Les valeurs moyennes de recharge de l'aquifère R et de niveau marin moyen h_{mer} sont données respectivement par le modèle SURFEX (0.00084 m.j^{-1} soit $306,6 \text{ mm.an}^{-1}$) et par le SHOM (0,48 m). Les données utilisées dans les modèles analytiques sont issues du Tableau 6.1.

6.3.1 Résultats analytiques

Le premier résultat analytique est obtenu à partir de l'équation 4.10 (Figure 6.12, en haut à gauche) avec une condition limite au niveau de la mer. Pour chacun des piézomètres, le RMSE est calculé entre le niveau piézométrique moyen simulé et le niveau moyen observé. Les courbes représentent la valeur du RMSE en fonction de l'exploration de la conductivité hydraulique K . La conductivité hydraulique retenue est celle avec le RMSE le plus faible. L'exploration de la conductivité hydraulique a mis en évidence trois groupes distincts :

- 01423X0044-F4 : $K = 6.01 \text{ m.j}^{-1}$
- PzAC1-2-3-4 : $K \approx 2.53 \text{ m.j}^{-1}$
- PzAC5 : $K = 1.14 \text{ m.j}^{-1}$

Les niveaux piézométriques calculés (courbes noires) à partir des valeurs de conductivité hydraulique obtenues sont représentés dans la Figure 6.12 en bas. Les diagrammes en boîte montrent les variations piézométriques observées dans chaque piézomètre. La Figure 6.12 en haut à droite, représente la différence entre les niveaux moyens simulés $\bar{h}_{sim}$ et observés $\bar{h}_{obs}$ pour une valeur de $K = 6.01 \text{ m.j}^{-1}$. Les cercles désignent les modèles lorsque l'on applique une condition limite au niveau de la mer. Lorsque l'on modifie cette condition limite par le cours d'eau pour les quatre piézomètres situés derrière le cours d'eau, on remarque que les cercles se déplacent verticalement sur la ligne 1 : 1. En considérant deux systèmes différents au nord (pour le piézomètre 01423X0044-F4) avec une condition

limite à la mer et au sud (pour les piézomètres PzAC1-2-3-4) avec une condition limite à la rivière, la conductivité hydraulique du système semble être quasiment identique.

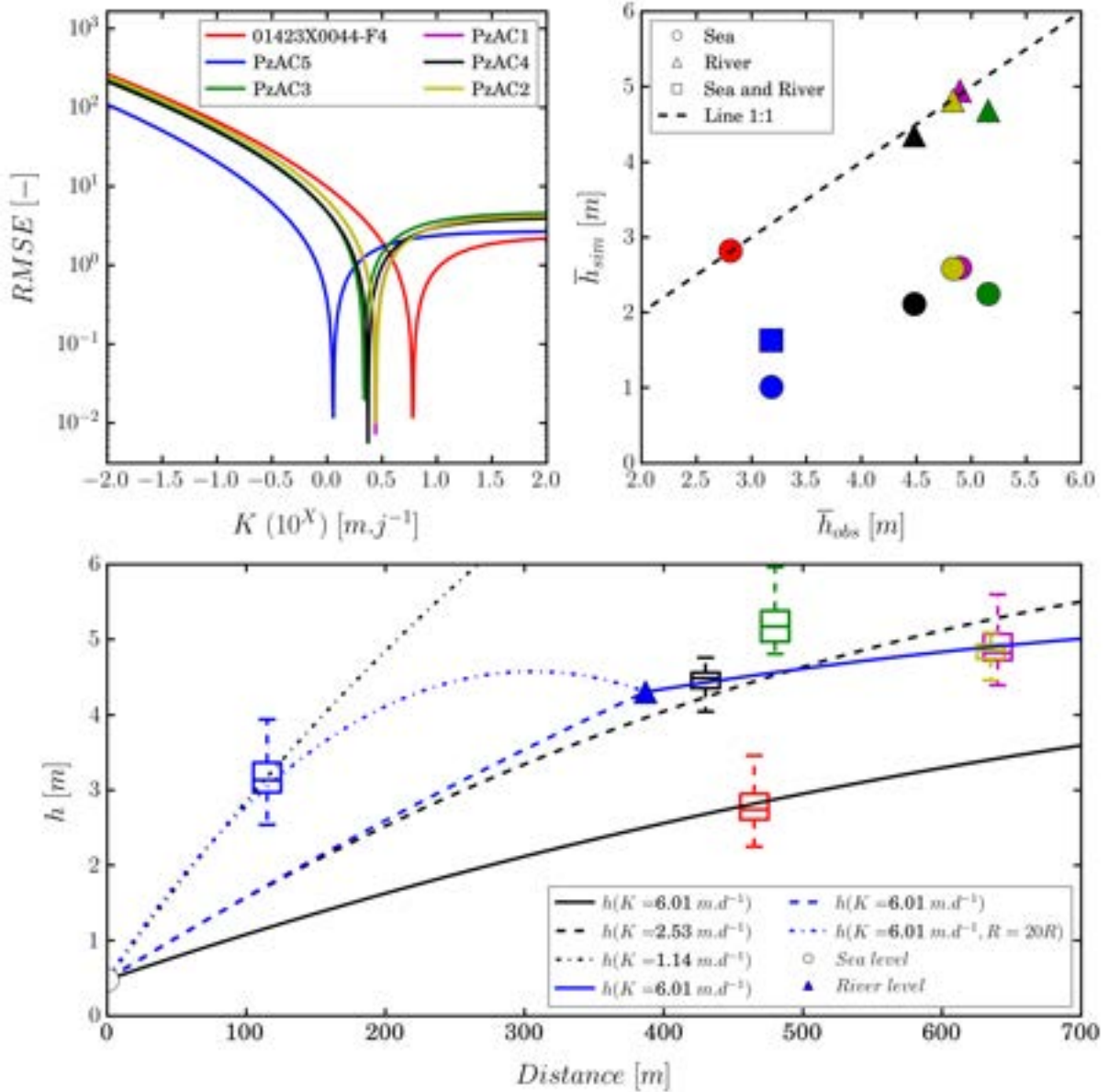


FIGURE 6.12 – En haut à gauche : Exploration de la conductivité hydraulique K en fonction de l'indicateur RMSE (Root Mean Square Error) pour les six piézomètres. En haut à droite : Comparaison des niveaux moyens observés $\bar{h}_{obs}$ et simulés $\bar{h}_{sim}$ pour une conductivité hydraulique K de $6,01 \text{ m.j}^{-1}$. Les simulations avec une seule condition limite à charge imposée au niveau de la mer et de la rivière sont représentées respectivement par les cercles et les triangles. La simulation à deux conditions limites (mer et rivière) est représentée par le carré bleu. En bas : Les diagrammes en boîte représentent les variations piézométriques pour chaque piézomètre. Les courbes représentent l'évolution du profil piézométrique pour une valeur de conductivité hydraulique K . Les conditions limites à la mer et à la rivière sont représentées respectivement par le cercle blanc et le triangle bleu.

En revanche, cela ne règle pas la différence que l'on peut observer sur le piézomètre PzAC5. Le résultat précédent a montré la nécessité de considérer le cours d'eau comme une condition limite. PzAC5 étant localisé entre la mer et le cours d'eau, l'équation 4.13 à deux conditions limites est utilisée. L'utilisation de cette équation améliore légèrement la différence observée entre les niveaux moyens simulés et observés (carré bleu Figure 6.12, en haut à droite). Si l'on s'intéresse à la localisation de ce piézomètre, on remarque qu'il est situé entre la mer et le Havre de Blainville où la mer s'engouffre en période de hautes eaux toutes les 12 heures. On peut raisonnablement faire l'hypothèse que lorsque l'eau de mer se trouve en période de hautes eaux, une partie de l'eau de mer s'infiltre contribuant à la recharge de l'aquifère. En fixant la conductivité hydraulique à la même valeur que sur les cinq autres piézomètres ($K = 6,01 \text{ m.j}^{-1}$) et pour représenter le niveau piézométrique (courbe trait-pointillée bleue) dans cet ouvrage, la recharge de l'aquifère par les eaux de mer via le Havre de Blainville est estimée 20 fois plus importante que la recharge pluviométrique.

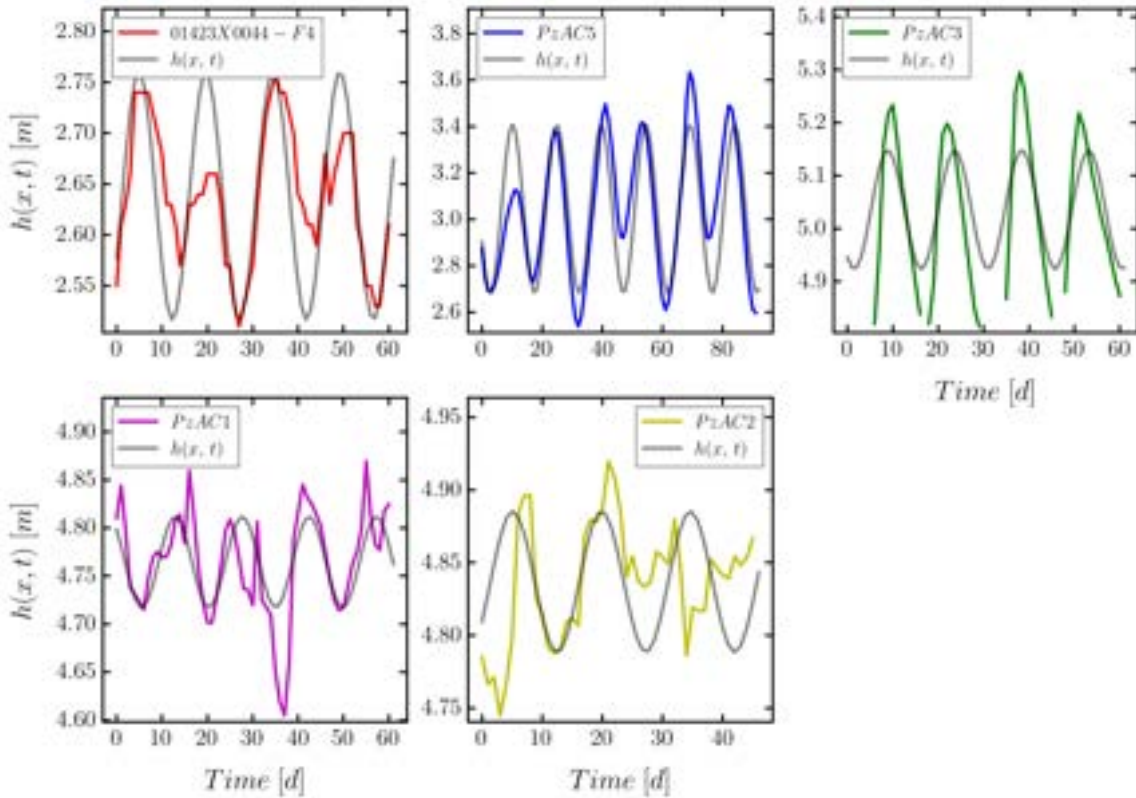


FIGURE 6.13 – Variations piézométriques h en fonction du temps t à une distance x de la mer pour cinq piézomètres en période estivale. La courbe grise représente les variations piézométriques simulées à partir de la propagation de l'onde de marée. La conductivité hydraulique K est fixée à partir des résultats de la Figure 6.12. La porosité de drainage S_y est fixée à 2,5%.

En observant les chroniques piézométriques en période estivale pour limiter l'influence de la recharge pluviométrique, on observe une ondulation des chroniques piézométriques avec une période $T = 15$ jours caractéristique de la composante semi-mensuelle de l'onde de marée (Figure 6.13). On remarque que plus les piézomètres sont éloignés de la mer, plus le signal est faible. Bien que les signaux soient faibles (de quelques centimètres à dizaines de centimètres) ils restent exploitables pour caractériser la porosité de drainage S_y . En utilisant l'équation 4.1, en fixant la conductivité hydraulique K avec les résultats précédents, il est possible d'estimer une valeur de porosité de drainage S_y . Pour une valeur de porosité $S_y = 2,5\%$, les résultats montrent une bonne représentation des données sur l'ensemble des piézomètres. Afin de valider les résultats obtenus, ils ont été comparés avec une seconde équation (ROTZOLL et EL-KADI, 2008) :

$$S_y = \frac{K e (\ln \frac{A_{piezo}}{A})^2 T}{d_{mer}^2 \pi} \quad (6.7)$$

où A_{piezo} [m] est l'amplitude observée dans le piézomètre, A [m] et T [m] sont respectivement l'amplitude et la période de l'oscillation et d_{mer} [m] est la distance du piézomètre à la mer. En utilisant cette équation, on retrouve sensiblement les mêmes résultats que précédemment avec une erreur maximale de 1 % sur le piézomètre PzAC3 :

TABLE 6.4 – Résultats de porosité de drainage S_y obtenus à partir de l'équation 6.7.

	01423X0044-F4	PzAC1	PzAC2	PzAC3	PzAC5
S_y [%]	2.45	1.88	2.45	1.5	1.51

6.3.2 Résultats numériques

Les modèles numériques sont réalisés à l'échelle du bassin versant à l'aide d'Hydro-ModPy avec une résolution de 25 m. Les résultats de calibration sont issus des deux méthodes présentées précédemment. Dans cette sous-section, des modèles homogènes et hétérogènes (Figure 6.14 - 2 zones : substrat rocheux en rouge et sables en bleu) sont explorés d'abord en régime permanent pour estimer la conductivité hydraulique K , puis en transitoire pour approcher la porosité de drainage S_y à partir des variations saisonnières de la recharge R . Ici, le RMSE est calculé sur l'intégralité des données piézométriques (Figure 6.14 - triangles bleus et orange) localisées sur la figure suivante. L'estimation des données hydrodynamiques à partir du réseau hydrographique (Figure 6.14 - linéaire bleu) est obtenue grâce à l'indicateur présenté dans l'article scientifique précédent : $\log(D_{SO}/D_{OS})^2$.

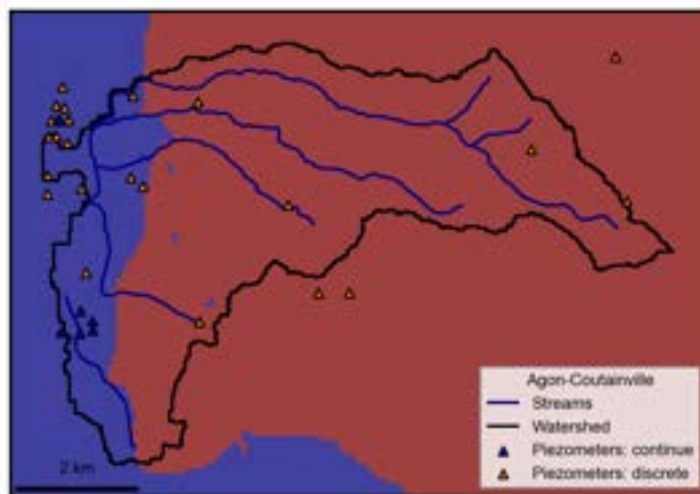


FIGURE 6.14 – Représentation des deux zones utilisées pour la calibration des modèles hétérogènes. La zone rouge représente l'étendue du substrat rocheux. La zone bleue représente la partie sableuse du bassin versant délimité par le contour noir.

6.3.2.1 Modèle homogène en régime permanent

L'estimation de la conductivité hydraulique K est relativement bien définie pour les deux méthodes (Figure 6.15).

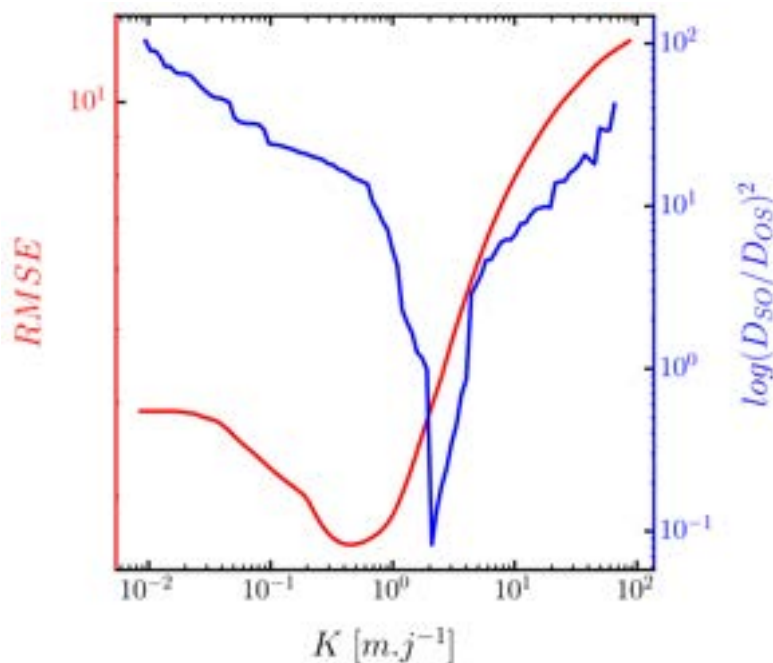


FIGURE 6.15 – Exploration numérique de la conductivité hydraulique K dans un modèle permanent homogène à partir du réseau piézométrique (courbe rouge) et du réseau hydrographique (courbe bleue).

En effet, les courbes ont une pente négative pour des faibles valeurs de conductivité hydraulique jusqu'à la valeur optimale puis remontent pour des fortes valeurs de conductivité hydraulique. La méthode à partir des données piézométriques donne une valeur de conductivité hydraulique égale à $0,47 \text{ m.j}^{-1}$ tandis que la méthode à partir du réseau hydrographique estime une valeur égale à $2,09 \text{ m.j}^{-1}$ soit, un facteur 4 de différence entre les deux méthodes. Bien que les deux résultats soient sensiblement proches, ce facteur de différence entre les deux méthodes peut être interprété de deux façons.

Tout d'abord, la méthode à partir du réseau hydrographique ne prend pas en compte les évolutions des niveaux piézométriques entre les cours d'eau. La Figure 6.16 met en évidence cette interprétation. Pour une représentation du réseau de cours d'eau, l'évolution du profil piézométrique peut avoir différentes formes selon le ratio entre la conductivité hydraulique et la recharge K/R . Avec ce constat en deux dimensions, la méthode à partir du réseau hydrographique représente la valeur de conductivité hydraulique maximale du système permettant de bien représenter le réseau de cours d'eau.

Ensuite, la seconde interprétation est relative aux données utilisées. En trois dimensions, la méthode à partir du réseau hydrographique est particulièrement sensible aux cours d'eau d'ordre 1 en tête de bassin versant. Or sur ce bassin versant, les données piézométriques sont principalement situées en aval proche de l'exutoire. Les deux méthodes sont influencées et caractérisées par deux zones différentes du bassin versant, pouvant expliquer cet écart. L'une par l'aval (méthode à partir des données piézométrique) et l'autre par l'amont (méthode à partir du réseau hydrographique).

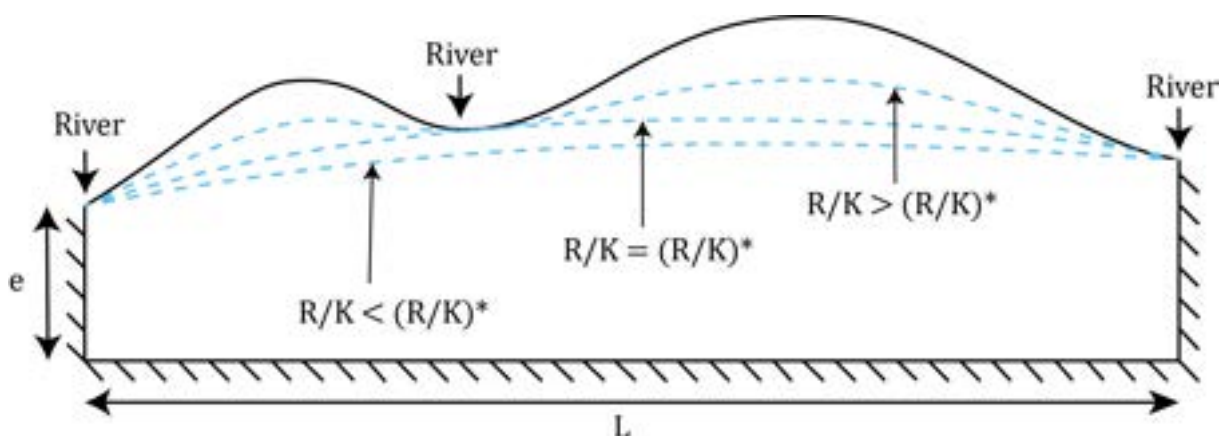


FIGURE 6.16 – Schéma conceptuel de l'évolution du toit de la nappe phréatique pour R/K inférieur, égal et supérieur à une valeur de référence $(R/K)^*$. Modifié d'après BRESCIANI et al., 2016

6.3.2.2 Modèle hétérogène en régime permanent

L'estimation de la conductivité hydraulique à partir d'un modèle est nécessaire à la vue des différences géologiques observées sur ce bassin versant. Les résultats présentent l'exploration de 1000 modèles au travers de la conductivité hydraulique de la zone sableuse $K1$ et de la zone de socle $K2$. La figure 6.17 montre comme précédemment que les deux indicateurs utilisés permettent de tendre vers un unique modèle. Le meilleur modèle est représenté par le point blanc. La courbe en pointillé représente la localisation des modèles homogènes dans la figure 6.15. Ces explorations montrent un léger écart les conductivités hydrauliques optimales entre les modèles hétérogènes et homogènes. Cet écart est orienté sous la courbe des modèles homogènes pour les deux méthodes.

La méthode à partir du réseau hydrographique (Figure 6.17, à gauche) estime une valeur $K1 = 5,74 \text{ m.j}^{-1}$ pour la zone sableuse et $K2 = 1,44 \text{ m.j}^{-1}$ pour la zone de socle. Comparé au modèle homogène précédent, on remarque que la conductivité hydraulique des sables a évolué passant de $2,09 \text{ m.j}^{-1}$ à $5,74 \text{ m.j}^{-1}$ se rapprochant du modèle homogène obtenue par la méthode analytique. À noter que la perméabilité de la zone de socle ne varie que très peu par rapport au modèle homogène défini clairement par la bande bleue verticale. Ce constat confirme que cette méthode est sensible au cours d'eau d'ordre 1 en tête de bassin versant.

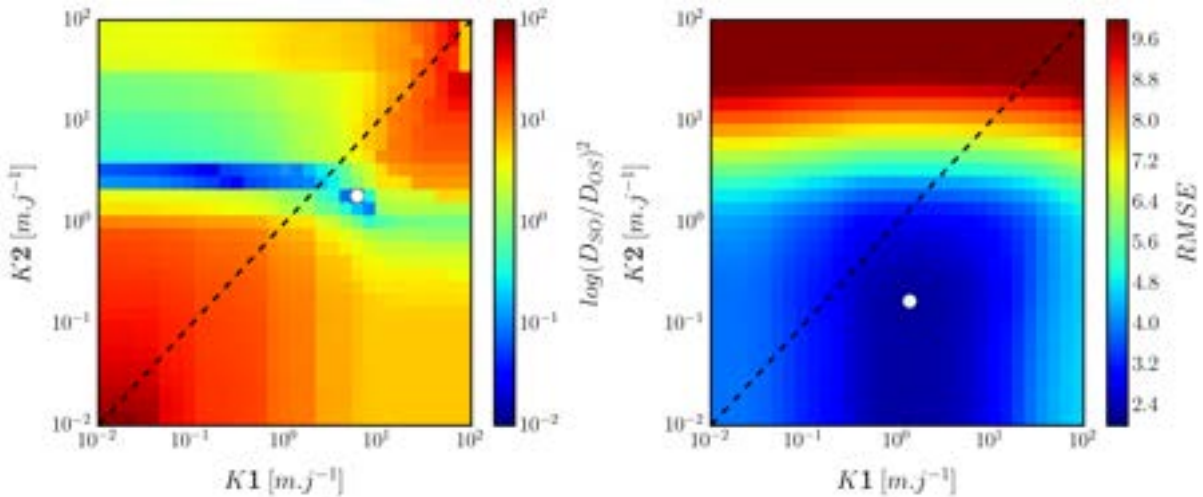


FIGURE 6.17 – Exploration numérique de la conductivité hydraulique K dans un modèle permanent hétérogène à 2 zones à partir du réseau piézométrique (à droite) et du réseau hydrographique (à gauche). $K1$ et $K2$ représentent respectivement la partie sableuse et de socle. Les points blancs représentent les meilleures combinaisons entre les propriétés hydrodynamiques. Les lignes en pointillé représentent les modèles homogènes.

La méthode à partir des données piézométrique (Figure 6.17, à droite) estime une valeur $K1 = 1.35 \text{ m.j}^{-1}$ pour la zone sableuse et $K2 = 0.16 \text{ m.j}^{-1}$ pour la zone de socle. Comme dans la méthode à partir du réseau hydrographique, la conductivité hydraulique obtenue dans la zone sableuse est supérieure au modèle homogène. La faible valeur de conductivité hydraulique obtenue dans la zone de socle peut s'expliquer par la date des données piézométriques. Dans cette zone, 9 piézomètres avec des valeurs discrètes (absence de valeur en continu) sont disponibles. 7 d'entre eux ont un relevé réalisé au mois d'avril définissant un niveau piézométrique en période de hautes-eaux. Le modèle a donc besoin de réduire la conductivité hydraulique de cette zone pour atteindre ces niveaux piézométriques relativement hauts.

Les résultats de ces explorations montrent que le choix pour la caractérisation de la conductivité hydraulique de la zone de socle s'oriente vers la méthode à partir du réseau hydrographique (c'est-à-dire $K2 = 1,44 \text{ m.j}^{-1}$). Concernant la zone sableuse, les deux méthodes tendent vers deux résultats différents. Les chroniques piézométriques disponibles dans cette zone vont permettre de caractériser la conductivité hydraulique K et la porosité de drainage S_y plus finement à l'aide de modèles en régime transitoire dans la partie suivante.

6.3.2.3 Modèle hétérogène en régime transitoire

L'estimation de la porosité de drainage S_y est un élément majeur pour caractériser les variations piézométriques. Les données piézométriques disponibles permettent de caractériser seulement la partie sableuse (absence de données en continu sur la zone de socle). La zone vulnérable aux inondations étant la zone sableuse, la porosité obtenue dans cette partie sera appliquée de façon homogène sur l'ensemble du domaine.

Dans cette méthode d'estimation, la conductivité hydraulique sur la zone de socle a été fixée avec la valeur obtenue à partir de la méthode du réseau hydrographique, soit $K2 = 1,44 \text{ m.j}^{-1}$. Cette exploration a été réalisée à partir d'une chronique de recharge au pas de temps journalier sur une période de 20 ans (2000 à 2019) issue des données SURFEX. Les résultats de l'exploration (Figure 6.18) donnent une valeur de porosité de drainage $S_y = 28 \%$ et une valeur de conductivité hydraulique $K = 6,4 \text{ m.j}^{-1}$. La valeur de conductivité hydraulique est très proche de la méthode analytique et la méthode numérique à partir du réseau hydrographique. En revanche, la porosité de drainage obtenue dans cette partie n'est pas en adéquation avec la porosité de drainage obtenue avec la solution analytique de propagation de l'onde de marée. L'erreur entre les deux méthodes est d'environ d'un

facteur 10. La différence de porosité de drainage obtenue entre les deux méthodes est explicitée dans la partie suivante.

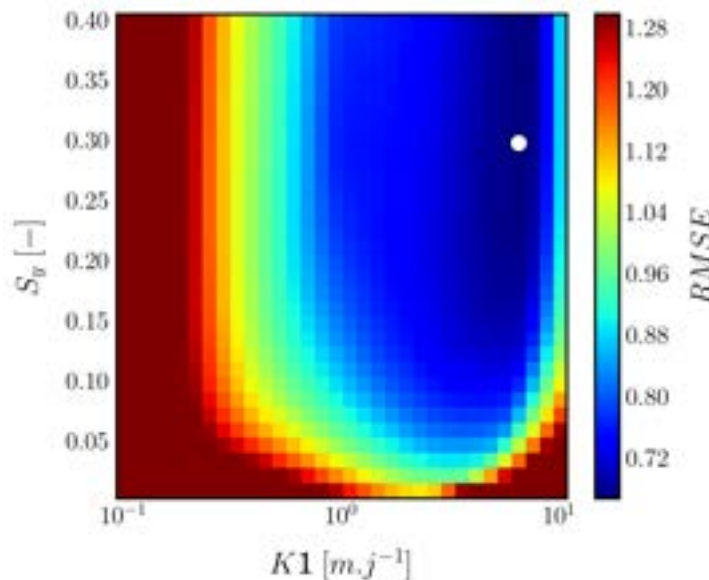


FIGURE 6.18 – Exploration numérique de la conductivité hydraulique K et de la porosité de drainage S_y dans la zone côtière sableuse à partir du réseau piézométrique. Le point blanc représente la meilleure combinaison entre les propriétés hydrodynamiques.

6.3.2.4 Discussions des porosités de drainage obtenues

Les porosités de drainage obtenues à partir de la propagation de l'onde de marée ($S_y = 2,5\%$) et des variations saisonnières de la recharge de l'aquifère ($S_y = 29\%$) sont différentes d'environ un facteur 10. Ce constat nécessite d'être étudié puisque c'est l'un des paramètres qui est déterminant dans la genèse des inondations par résurgence de nappe d'eau souterraine. Dans les parties précédentes, l'estimation de la porosité de drainage est obtenue en étudiant chaque processus (propagation de l'onde de marée et variation de recharge) de façon isolée.

Afin d'explorer ces différences de porosité de drainage, un modèle numérique considérant les deux processus a été réalisé. En comparant les chroniques piézométriques simulées et observées (Figure 6.19), le constat est semblable aux parties précédentes. Pour une faible valeur de porosité de drainage (courbe rouge), l'onde de marée est bien représentée mais les variations saisonnières sont trop importantes par rapport aux données observées (courbe bleue). De façon inverse et pour une porosité importante (courbe noire), les variations saisonnières sont bien représentées mais une absence de variations liées à l'onde

de marée est observée. Comment pouvons-nous alors expliquer ce phénomène ?

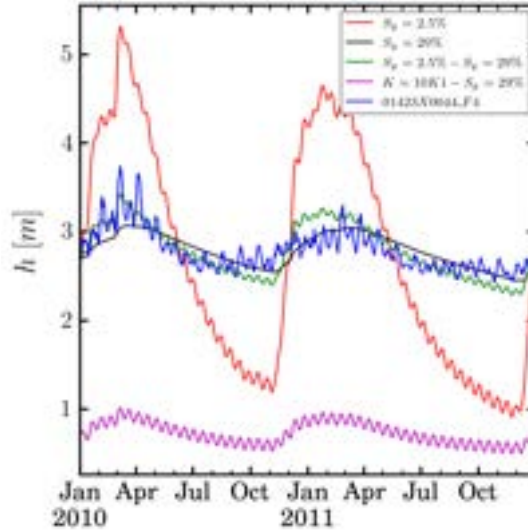


FIGURE 6.19 – Comparaison d’une chronique piézométrique (Code BSS : 01423X0044-F4) avec des résultats de simulation pour plusieurs porosités de drainage S_y .

Comme démontré dans l’équation 4.1, la propagation de l’onde de marée est principalement contrôlée par la diffusivité D qui est le rapport de la transmissivité T ($K e$) sur la porosité de drainage S_y . En augmentant la transmissivité d’un facteur 10, les variations saisonnières et l’onde de marée sont bien représentées (courbe violette). Dans ce cas, c’est le niveau piézométrique moyen qui est mal représenté. Une modification de la quantité de recharge sur le domaine entraînerait une variation similaire du niveau moyen en faisant évoluer le rapport K/R .

Les résultats numériques montrent que les deux types de variations piézométriques ne peuvent pas être approchés avec un modèle homogène. Un modèle à porosité hétérogène avec une porosité de drainage de 2,5% entre la mer et le piézomètre et une porosité de drainage de 29% au-delà du piézomètre permet d’observer les variations d’onde de marée et de recharge à un niveau moyen correct (courbe verte). Ce modèle souligne une forte hétérogénéité au sein d’une même entité géologique sableuse.

Bien que les variations piézométriques nous aient permis de démontrer une hétérogénéité sur cette zone, ces variations restent faibles et disparaissent avec la distance à la mer. Dans la suite de ces travaux, nous utiliserons la porosité de drainage ($S_y = 29\%$) qui caractérise les variations saisonnières induites par la recharge. En effet, ces variations sont plus importantes que les variations d’onde de marée et doivent être considérées pour la caractérisation des résurgences d’eau souterraine.

6.4 Bilan

Ce chapitre a permis d'estimer les propriétés hydrodynamiques du bassin versant d'Agon-Coutainville sur deux zones géologiques différentes. Le tableau 6.5 suivant résume les résultats obtenus dans ce chapitre à partir des méthodes analytiques et numériques. La porosité de drainage S_y est estimée à environ 29 % à l'aide des variations piézométriques saisonnières. La méthode analytique, la méthode numérique en transitoire et la méthode numérique à partir du réseau hydrographique s'accordent à affirmer que la valeur de conductivité hydraulique K est d'environ 6 m.j^{-1} sur la zone sableuse.

La méthode numérique en régime permanent à partir des données piézométriques inclut les données discrètes en période de hautes-eaux faisant chuter la conductivité hydraulique à $1,35 \text{ m.j}^{-1}$. On observe le même constat concernant la conductivité hydraulique dans la zone de socle. La méthode à partir du réseau hydrographique représente relativement bien cette partie amont du bassin versant (ordre 1 des cours d'eau), la valeur de conductivité hydraulique retenue pour cette zone sera de $1,44 \text{ m.j}^{-1}$.

Ces valeurs sont obtenues pour une épaisseur fixée à 30 m. C'est une hypothèse qui a un impact fort sur les propriétés hydrodynamiques obtenues et notamment la transmissivité T (Ke) de l'aquifère. La BSS donne des valeurs de transmissivité sur les ouvrages de cette zone comprises entre 500 et $1000 \text{ m}^2.\text{j}^{-1}$. En supposant une épaisseur constante, la transmissivité obtenue sur la zone sableuse est d'environ $200 \text{ m}^2.\text{j}^{-1}$ soit un facteur 3 de différence avec la bibliographie. En revanche, la porosité de drainage S_y obtenue pour des sables est relativement cohérente par rapport aux données bibliographiques (NWANKWOR et al., 1984).

TABLE 6.5 – Résultats des estimations des propriétés hydrodynamiques

	Analytique	Numérique (piezométrie)		Numérique (hydrographie)
Régime	Permanent	Permanent	Transitoire	Permanent
$K_{Homogene} [\text{m.j}^{-1}]$	-	0,47	-	2,09
$K_{Sable} [\text{m.j}^{-1}]$	1,14 - 6,01	1,35	6,4	5,74
$K_{Socle} [\text{m.j}^{-1}]$	-	0,16	-	1,44
$S_y [\%]$	1.5 - 2,5	-	29	-

CHAPITRE 7

IMPACT DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LES NIVEAUX ET LES CIRCULATIONS DES EAUX SOUTERRAINES

7.1	Introduction	148
7.2	Article scientifique en préparation : Facteurs de contrôle des inondations par les eaux souterraines dans les zones côtières sous l'influence du chan- gement climatique.	148
7.2.1	Introduction	148
7.2.2	Matériels et Méthodes	150
7.2.3	Résultats	155
7.2.4	Discussions & perspectives	160
7.2.5	Conclusion	161
7.3	Bilan	162

7.1 Introduction

Le chapitre précédent a permis d'estimer les propriétés hydrodynamiques du sous-sol sur le bassin versant d'Agon-Coutainville. Dans ce chapitre, l'évolution future des résurgences et des temps de résidence des eaux souterraines en lien avec les changements climatiques est étudiée à partir de ce modèle numérique représentatif des données piézométriques observées. La section suivante présente sous la forme d'un article scientifique en préparation, les premiers résultats obtenus de l'impact des forçages climatiques (recharge et niveau marin) sur les niveaux piézométriques côtiers en régime permanent et transitoire.

7.2 Article scientifique en préparation : Facteurs de contrôle des inondations par les eaux souterraines dans les zones côtières sous l'influence du changement climatique.

7.2.1 Introduction

L'élévation du niveau de la mer et le changement des régimes de précipitations constituent une menace importante et une source d'inquiétude pour les zones côtières puisqu'elles sont occupées par une forte activité économique et sociale. Tout d'abord, au cours du 20ème siècle, le niveau de la mer s'est élevé à un rythme de $1,2 \pm 0,2$ mm/an, et de 1993 à 2016, la montée s'est accéléré pour atteindre un rythme de $3,4 \pm 0,4$ mm/an (NEREM et al., 2010). Ensuite, les régimes de précipitation dépendant principalement de la région et de la saison, ne montrent pas de tendance annuelle significative dans la région étudiée. À l'échelle annuelle, les précipitations augmentent dans le Nord et diminuent dans le Sud de la France (GIBELIN et al., 2015). Cependant, une analyse plus fine montre qu'en raison de l'effet dominant de l'augmentation de l'intermittence des événements pluvieux, une augmentation effective des extrêmes pluviométriques peut être attendue dans les cent prochaines années (ROYER et al., 2008).

Étant donné que les nappes phréatiques côtières se situent au-dessus du niveau moyen de la mer (GLOVER, 1959) et que les variations piézométriques sont étroitement liées aux niveaux marins et aux variations de recharge, les nappes phréatiques vont s'élever d'une

ampleur semblable à celle de l'élévation du niveau de la mer. Cette augmentation du niveau va être intensifiée par les événements pluviométriques extrêmes (ROTZOLL et FLETCHER, 2013). L'élévation du niveau de la mer attendue combinée aux flux continentaux d'eaux souterraines, vont générer une élévation du niveau de la nappe phréatique (BJERKLIE et al., 2012) et une résurgence de cette dernière sur la surface terrestre. Ces résurgences vont s'étendre ou créer des nouvelles zones humides. Le drainage de surface et la saturation du sol seront modifiés et provoqueront des inondations en fonction de la topographie locale. Les inondations seront particulièrement intenses en saison hivernale lorsque les événements pluvieux se rajouteront sur ces zones déjà saturées.

L'élévation du niveau des eaux souterraines pourrait causer des problèmes à long terme liés à la gestion de l'eau (salinisation des aquifères), des infrastructures (réseaux enterrés), des activités et des habitations dans ces zones côtières, qui pourraient être coûteux à prévenir ou à réhabiliter (NICHOLLS, 1995). Ainsi, le risque d'inondation par les eaux souterraines nécessite une évaluation avancée avec des mécanismes et des stratégies d'adaptation potentielles. Plusieurs études de sites traitant de cet aléa ont déjà été réalisées : à l'échelle mondiale (MICHAEL et al., 2013), aux Pays-Bas (OUDE ESSINK et al., 2010), en Pologne (PAPROTNY et TEREFEKO, 2017) ou encore à Hawaï (HABEL et al., 2017 ; ROTZOLL et FLETCHER, 2013). Cette étude étudie l'importance des facteurs de contrôle des inondations par résurgence d'eau souterraine.

Ce travail se concentre sur la côte ouest de la Manche, en Normandie. En 2001, les côtes normandes (France) ont été largement touchées par des inondations par débordement de nappes phréatique caractérisées par des durées d'inondation de plusieurs semaines. Avec l'augmentation du niveau de la mer et le changement du régime de précipitation, ces inondations devraient augmenter en fréquence et en ampleur.

Le but de cette étude est de développer une méthodologie pour simuler des scénarios d'inondation par les eaux souterraines influencés d'une part, par la qualité du réseau de drainage et d'autre part, par l'évolution climatique au travers du niveau moyen marin et des variations des régimes de précipitation. La méthodologie va au-delà de la simple modélisation en régime permanent. Ici, le régime transitoire est aussi étudié au travers d'un événement extrême (2001) dupliqué sur une chronique de 10 années. L'objectif est d'étudier la durée des inondations. Pour conduire cette étude, un modèle d'eau souterraine tridimensionnel calibré avec une collection d'observations de niveaux d'eau est utilisé sur le bassin versant d'Agon-Coutainville.

7.2.2 Matériels et Méthodes

7.2.2.1 Site d'étude

Le site d'Agon-Coutainville est situé sur la côte ouest du département de la Manche au niveau du havre de Blainville. La topographie maximale est de 136 m et est incisée par cinq cours d'eau qui viennent se jeter dans le havre de Blainville. Ce site dispose de cinq piézomètres avec un relevé en continu et 16 relevés discrets dans la zone sableuse (élévation topographique inférieure à 20 m) située proche du trait de côte et de 8 relevés piézométriques discrets dans la partie amont du bassin versant (substrat rocheux) (Figure 7.1).

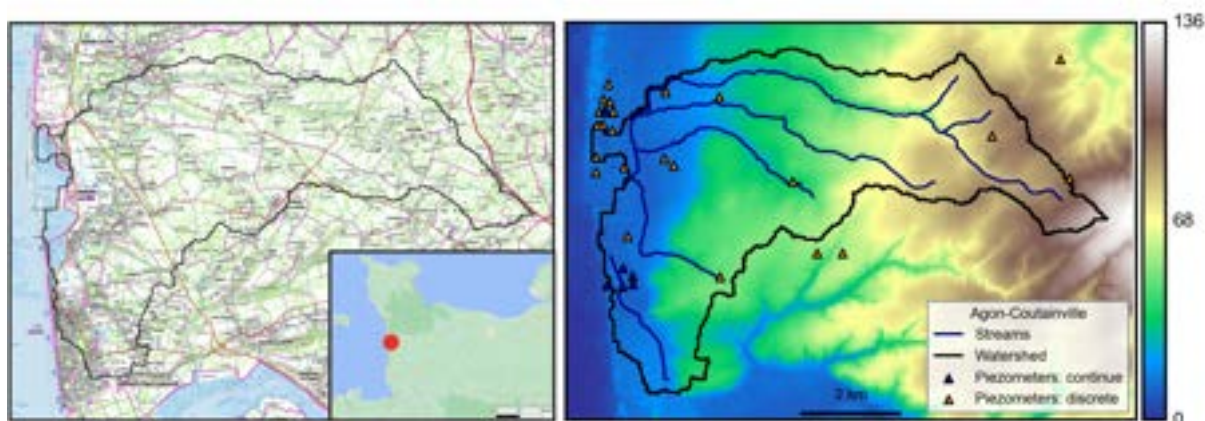


FIGURE 7.1 – Carte IGN (à gauche) et Modèle Numérique de Terrain (à droite) représentant l'élévation [m] du bassin versant (contour noir) d'Agon-Coutainville à une résolution de 25 m (IGN, 2018). Les triangles représentent la localisation où des données piézométriques sont disponibles. Les cours d'eau (lignes bleues) sont issues de la BD TOPAGE (IGN et OFB, 2021).

7.2.2.2 Géométrie du modèle hydrogéologique

Un Modèle Numérique de Terrain (MNT) est utilisé pour définir la limite supérieure du modèle hydrogéologique (Figure 7.2). Dans cette étude, nous utilisons un MNT de 25 m de résolution. Il est fourni par BD ALTI® (IGN, 2018). Le traitement géospatial pour extraire le bassin versant est effectué à l'aide du logiciel WhiteBoxTools disponible en Python (LINDSAY, 2016). Le package Python FloPy (BAKKER et al., 2016) est utilisé pour paramétrer et manipuler les simulations. Afin de réduire les incertitudes liées à l'écoulement potentiel à travers les limites topographiques, une zone tampon a été ajoutée aux limites topographiques du bassin versant, augmentant la surface du domaine modélisé de 10%. En accord avec les observations de terrain dans la région, l'épaisseur du domaine est

fixée à une valeur constante de 30 m à laquelle se trouve typiquement l'interface entre les zones altérées et fracturées (GBUREK et FOLMAR, 1999 ; KOLBE et al., 2016). Les modèles sont discrétisés verticalement par 10 couches (soit 3 m par couche). Les écoulements souterrains sont résolus en nappe libre à l'aide du logiciel Modflow (HARBAUGH, 2005 ; NISWONGER et al., 2011).

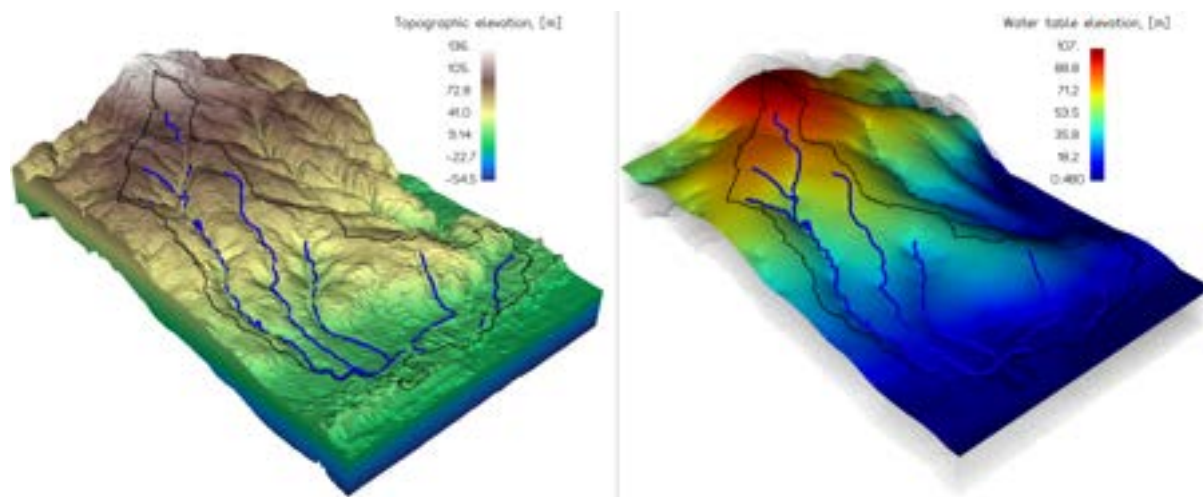


FIGURE 7.2 – À gauche : Représentation de la structure 3D du modèle hydrogéologique d'Agon-Coutainville (Éxagération verticale $\times 10$). Les lignes bleues représentent les cours d'eau. Le contour noir représente les limites du bassin versant. À droite : Représentation du niveau piézométrique en régime permanent calculé à partir de l'estimation des propriétés hydrodynamiques.

7.2.2.3 Forçages climatiques

La recharge R est uniforme sur l'ensemble du domaine. R est extrait du modèle de surface ISBA-SURFEX (version 8.1) combinant le modèle climatique ISBA, pour Interactions entre le Sol, la Biosphère et l'Atmosphère (NOILHAN et MAHFOUF, 1996), et le modèle de surface SURFEX (EXternalized SURFace, LE MOIGNE et al., 2020). Pour les modèles en régime permanent, R est égal aux taux de recharge moyens à long terme calculés sur près de soixante ans (1960-2019) la période simulée par SURFEX : $R_{REF} = 0.00084 \text{ m.j}^{-1}$. Le changement climatique est étudié en faisant varier la recharge moyenne à $\pm 30\%$ maximum.

Pour les modèles en régime transitoire, une chronique de 10 années issue de SURFEX centrée sur un évènement extrême (2001) est utilisée. Pour initialiser le niveau piézométrique, la première période est calculée en régime permanent avec la valeur moyenne de recharge de la chronique. Pour explorer l'effet du changement climatique sur la recharge, l'évènement extrême de 2001 est dupliqué tous les trois ans dans un premier scénario et

tous les deux ans dans un second (Figure 7.3).

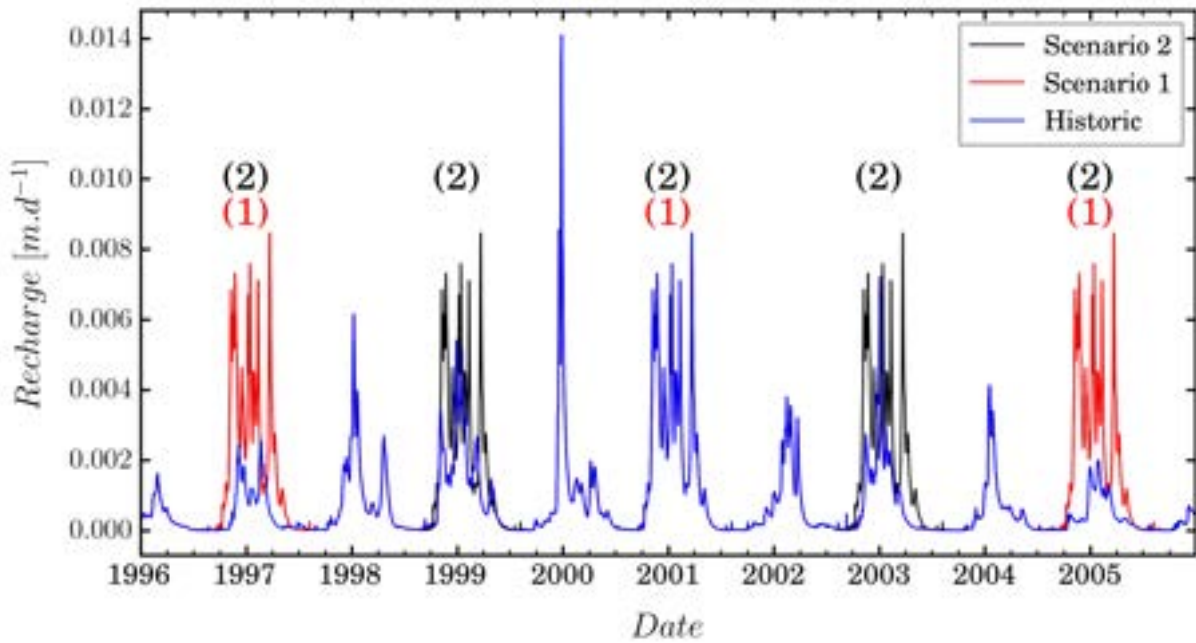


FIGURE 7.3 – Représentation des chroniques de recharge utilisées dans les modèles. La courbe bleue représente la recharge historique. Les scénarios reprennent la courbe historique en ajoutant l'évènement extrême de 2001. Les numéros localisent les évènements extrêmes ajoutés aux scénarios.

7.2.2.4 Conditions limites

Le niveau marin est imposé par une charge imposée sur l'ensemble des cellules caractérisé par une élévation topographique inférieure au niveau moyen marin. Les solutions analytiques de propagation de l'onde de marée dans le milieu souterrain (NIELSEN, 1990 ; ROTZOLL et EL-KADI, 2008) montrent que la propagation de l'onde de marée est rapidement atténuée avec la distance à la côte. Dans cette étude, le battement de la mer est négligé et la condition limite représente un niveau moyen h_{sea} [L]. Le niveau marin moyen actuel est de 0.48 m. Les scénarios climatiques RCP2.6, RCP4.5 et RCP8.5 issues de l'IPCC (OPPENHEIMER et al., 2019) donnent respectivement une évolution du niveau moyen marin de 0.52, 0.64 et 1.12 m. Le dernier rapport de l'IPCC (MASSON-DELMOTTE et al., in press) évoque une instabilité de la calotte glaciaire pouvant augmenter le niveau moyen de façon plus importante que les trois scénarios précédents. Des augmentations de +1m et +2m (soit des niveaux marins de 1.48 et 2.48 m) sont considérées dans cette étude pour prendre en compte ce phénomène.

Dans ces travaux, nous souhaitons étudier l'évolution des résurgences d'eaux souter-

raines. C'est pourquoi, la condition limite par modèle de conductance est privilégiée. Cette condition limite est appliquée à chaque maille du modèle. Avec un modèle de conductance, le flux échangé à l'interface nappe-rivière est alors calculé par le produit d'un coefficient de conductance par la différence de charge entre la rivière et la cellule où la condition limite est appliquée. Le débit de résurgence est exprimé ainsi :

$$Q = C (h - h_r) \quad (7.1)$$

où Q [$L^3 T^{-1}$] est le débit résurgent de l'aquifère, h_r [L] est l'élévation de la rivière, h [L] est la charge hydraulique au centre de la cellule où la condition limite est appliquée, C [$L^2 T^{-1}$] est la conductance. Dans cette étude, h_r est considérée égale à l'élévation topographique pour chaque cellule du modèle. Lorsque h est supérieure à h_r , le débit devient négatif autorisant à extraire le débit en question du modèle. La conductance est définie comme :

$$C = \frac{K_r S}{D} \quad (7.2)$$

où K_r [$L T^{-1}$] est la conductivité hydraulique du lien entre le cours d'eau et l'aquifère, S [L^2] est la surface perpendiculaire à l'écoulement et D [L] est la longueur d'écoulement entre le cours d'eau et l'aquifère (MEHL et HILL, 2010). Une approximation de la conductance peut être réalisée à partir de plusieurs méthodes plus ou moins complexes (FLIPO et al., 2014; McDONALD et HARBAUGH, 1988; MEHL et HILL, 2010; MOREL-SEYTOUX, 2009; MOREL-SEYTOUX et al., 2014; RUSHTON, 2007). La difficulté avec le paramètre de conductance C est qu'il est défini par plusieurs phénomènes physiques difficilement mesurables sur le terrain. Pour caractériser l'impact de ce paramètre, une gamme de valeur comprise entre 10^{-3} et $10^{-5} m^2.s^{-1}$ est explorée. Les zones de résurgence créées par cette condition limite permettent de calculer l'aire totale des zones de résurgence A_S [L^2] par rapport à l'aire du bassin versant A [L^2].

7.2.2.5 Propriétés hydrodynamiques

La conductivité hydraulique K [LT^{-1}] et de la porosité de drainage Sy [—] sont obtenus à partir de deux méthodes. Les deux méthodes consistent à reproduire le réseau hydrographique (ABHERVÉ et al., 2022) et les variations des niveaux piézométriques. L'estimation est réalisée sur deux zones caractérisées par deux entités géologiques différentes (sables et substrat rocheux) (Figure 7.4).

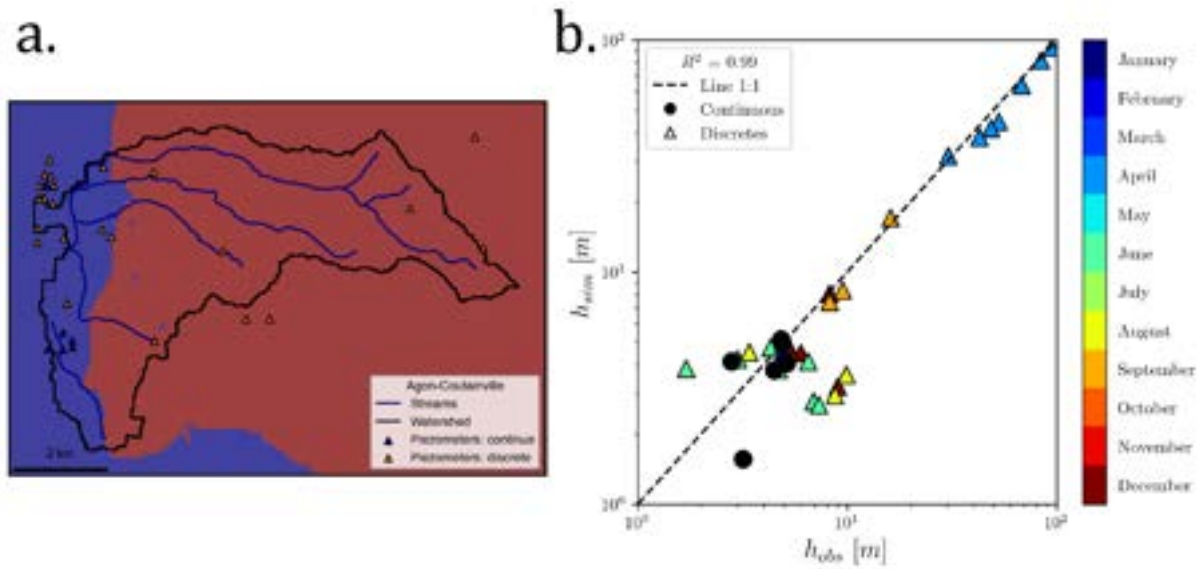


FIGURE 7.4 – a. Représentation des deux zones utilisées pour la calibration des modèles hétérogènes. La zone rouge représente l'étendue du substrat rocheux. La zone bleue représente la partie sableuse du bassin versant délimité par le contour noir. b. Comparaison des niveaux piézométrique simulés et observés. Les données continues et discrètes sont symbolisées respectivement par les cercles noirs et les triangles de couleur. La couleur représente la date de mesure.

La conductivité hydraulique des sables et du substrat rocheux est estimée à $K_{Sable} = 6 \text{ m.j}^{-1}$ et $K_{Substrat} = 1 \text{ m.j}^{-1}$. Une porosité de drainage $S_y = 29\%$ est considérée comme homogène sur l'ensemble du domaine. Elle est issue des chroniques piézométriques disponibles dans la zone sableuse. La Figure 7.2 représente le niveau piézométrique en 3D du modèle calibré. La Figure 7.4 compare les niveaux piézométriques observés et simulés en régime permanent. Une variabilité est observée dans la zone sableuse principalement induite par les valeurs discrètes ne représentant pas un niveau moyen.

7.2.2.6 Temps de résidence

Les temps de résidence sont obtenus par "particle tracking" avec le logiciel Modpath (POLLOCK, 2016). Les particules sont injectées à la surface de l'aquifère, régulièrement espacées et transportées jusqu'aux résurgences d'eau souterraine. Le temps de résidence des particules injectées sur les zones de résurgence est considéré comme beaucoup plus court que celui de toutes les autres particules transportées dans l'aquifère et est donc considéré comme nul. Le temps de résidence de toutes les particules permet de calculer un temps de résidence moyen τ [T].

7.2.3 Résultats

Les résultats suivants sont divisés en deux parties. La première partie présente l'étude des résurgences et des circulations des eaux souterraines au travers de modèles en régime permanent. Les facteurs de contrôle étudiés sont la valeur de conductance C appliquée au réseau de drainage, la recharge R de l'aquifère et l'augmentation du niveau moyen marin h_{sea} . La seconde partie présente l'impact des événements extrême de recharge R au travers de modèle en régime transitoire sur une période de 10 ans au pas de temps journalier.

7.2.3.1 Effet de la conductance du réseau de drainage

Dans cette partie la conductance du réseau de drainage est étudiée dans une gamme de 10^{-3} à $10^{-5} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. La diminution de la valeur de conductance entraine une augmentation des zones de résurgence (Figure 7.5a.).

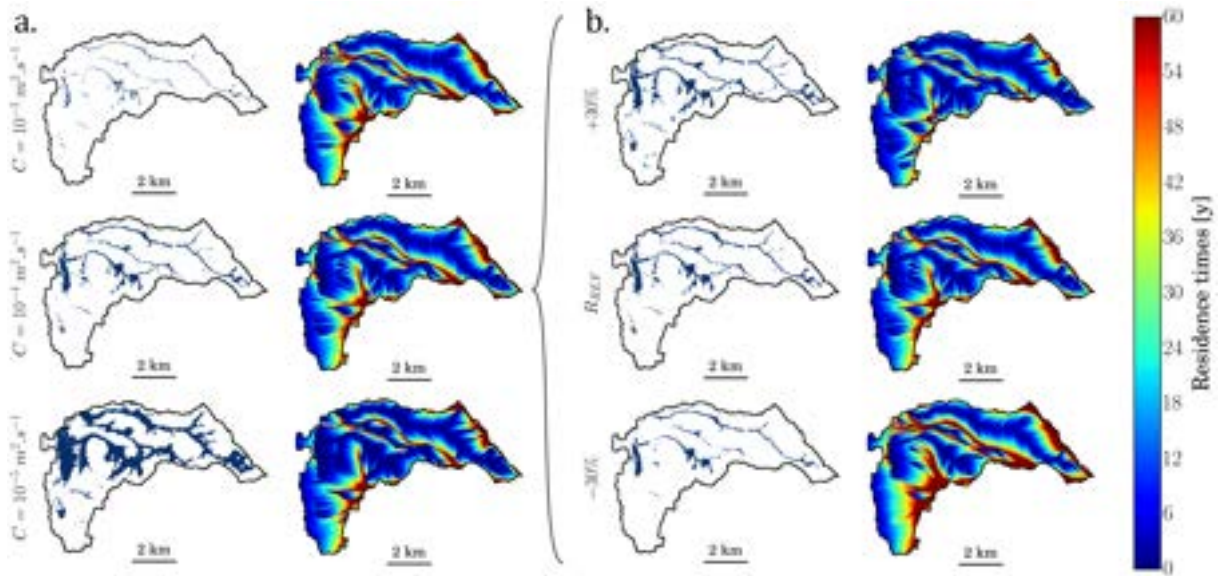


FIGURE 7.5 – a. Représentation des zones de résurgence A_S (colonne de gauche) et des temps de résidence dans l'aquifère localisés aux points d'injection des particules dans le système (colonne de droite) pour trois valeurs de conductance. De haut en bas : $C = 10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, $C = 10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ et $C = 10^{-5} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. b. Représentation identique. Les résultats représentent des modèles avec une conductance $C = 10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ et trois valeurs de recharge R à $\pm 30\%$ de la valeur de recharge de référence R_{REF} .

Le flux de résurgence autorisé à être évacué par la condition limite en surface étant plus faible, les niveaux piézométriques augmentent et intersectent d'autres zones topographiques développant de nouvelles zones de résurgence A_S . Le pourcentage des zones

de résurgence A_S/A n'évolue pas linéairement avec la conductance C (Figure 7.6, ligne noire et points blancs). L'évolution de la conductance de deux ordres de grandeur entraîne une modification de A_S/A d'un facteur 6. Les temps de résidence sont affectés par la modification et développement des zones de résurgence. Le temps de résidence moyen varie de façon inverse à A_S/A (Figure 7.6). L'évolution temps de résidence moyen avec la conductance semble varier de façon plus linéaire que A_S/A . L'évolution de la conductance de deux ordres de grandeur entraîne une modification de τ d'environ 20 à 25%.

7.2.3.2 Effet de la modification de la recharge moyenne

Afin d'étudier l'effet de la modification de la recharge sur les zones de résurgence, 60 modèles ont été simulés. Ces modèles sont symbolisés par les points de couleur en Figure 7.6. La recharge R varie entre $\pm 30\%$. Sans surprise, les zones de résurgence diminuent avec la recharge et de façon inverse le temps de résidence moyen augmente. Le résultat important de ces simulations est la gamme de variation de A_S/A pour une valeur de conductance C donnée. Plus la valeur de C est faible et plus la gamme de variation de A_S/A contrôlée par la recharge R , est importante. Pour une valeur de conductance de $10^{-5} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, la gamme de variation est d'environ 20% contre quelques pourcentages pour une valeur de conductance de $10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$.

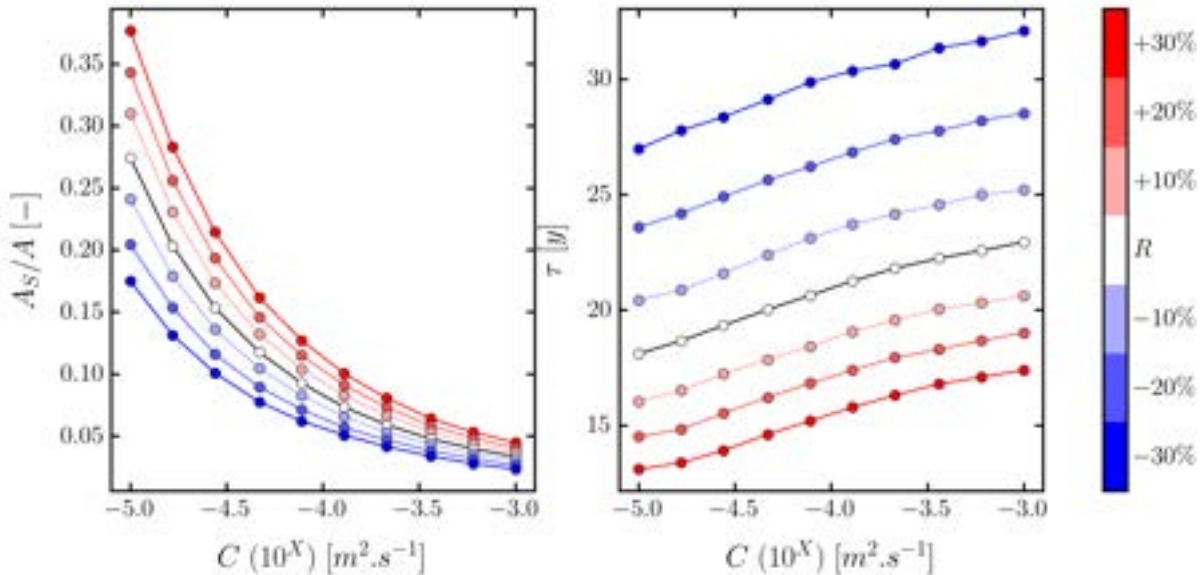


FIGURE 7.6 – À gauche : Évolution du pourcentage de zone de résurgence sur le bassin versant A_S/A par rapport à la valeur de conductance C . À droite : Évolution du temps de résidence moyen τ par rapport à la valeur de conductance C . Le code couleur représente les valeurs de recharge R utilisées dans les modèles.

La gamme de variation du temps de résidence moyen n'est pas affecté par la modification de la conductance. La gamme de variation reste globalement égale à 25 ans entre les modèles à faible et forte recharge (-30% et +30%). Par définition, en 2 dimensions, le temps de résidence moyen est fonction de la porosité, de l'épaisseur saturée moyenne et la recharge moyenne. Ici en 3D, la conductance C à un effet indirect au travers du développement des zones de résurgence et de l'organisation de l'exutoire des flux souterrains permettant de faire varier le temps de résidence moyen.

7.2.3.3 Effet de l'augmentation du niveau marin

Pour étudier l'effet de l'augmentation du niveau marin sur les zones de résurgence, les simulations sont comparées à un modèle de référence (c'est-à-dire $h_{sea} = 0.48$ m et $R = R_{REF}$) permettant de filtrer l'effet de la recharge sur les résultats. De façon conceptuelle, le niveau piézométrique devrait s'élever d'une hauteur équivalente à l'augmentation du niveau de la mer. Avec l'interaction entre la nappe phréatique et la topographie, le niveau piézométrique est limité dans son ascension. Une diminution de l'augmentation du niveau piézométrique est observé avec la distance à la mer (Figure 7.7a.).

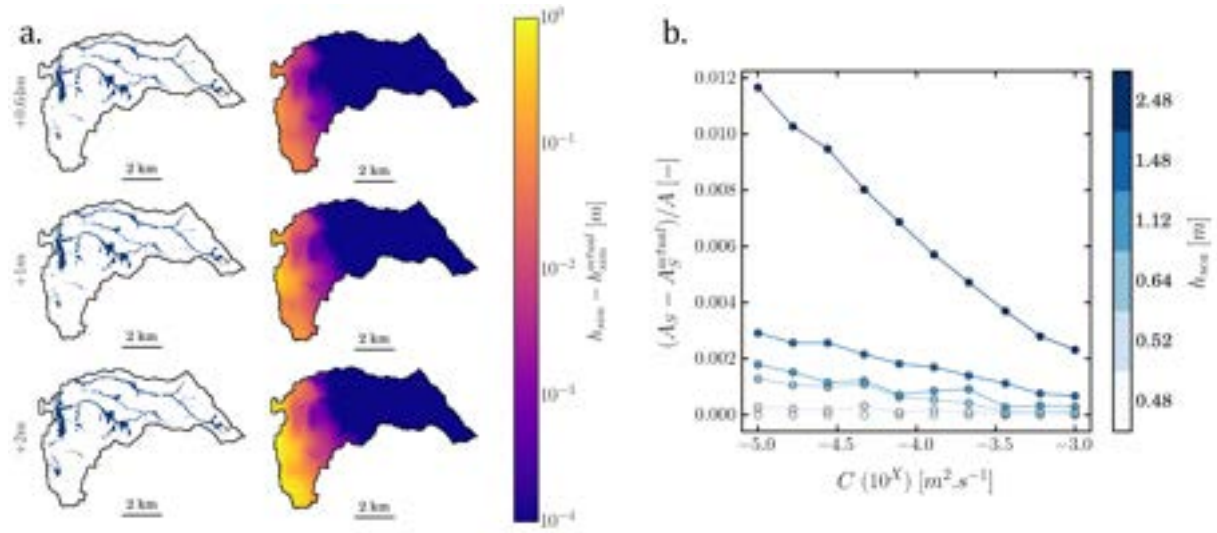


FIGURE 7.7 – a. Représentation des zones de résurgence A_S (colonne de gauche) et de l'augmentation du niveau piézométrique h_{sim} par rapport au modèle de référence actuel h_{sim}^{actual} : $h_{sea} = 0.48$ m et $R = R_{REF}$ (colonne de droite) pour trois valeurs d'augmentation du niveau marin moyen. b. Évolution de l'augmentation du pourcentage de zone de résurgence par rapport à la valeur du niveau marin actuel $h_{sea} = 0.48$ m.

L'évolution des zones de résurgence n'est pas significative, avec une augmentation maximale de 1.2%, pour les cas étudiés (Figure 7.7b.). Bien qu'une augmentation des

niveaux piézométriques soit observée proche de la mer, ce processus ne semble pas avoir un impact significatif sur la genèse des zones de résurgence dans nos modèles.

7.2.3.4 Effet transitoire de la recharge

Les modèles en régime transitoire sont réalisés avec le niveau marin moyen actuel et une valeur de conductance $C = 10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. La recharge R est introduite dans les modèles à partir des chroniques présentées en Figure 7.3. La duplication des événements extrêmes dans les chroniques de recharge entraîne une augmentation de la recharge moyenne, et donc une augmentation de A_S/A (Figure 7.8) comme observée dans les parties précédentes. La chronique historique (courbe bleue) montre que l'évènement extrême de 2001 a un effet mémoire sur les zones de résurgence des années suivantes. En effet, après 2001, A_S/A met environ 2 à 3 ans (à partir de 2004) avant de retomber à un niveau "stable" observé entre 1996 et 1999.

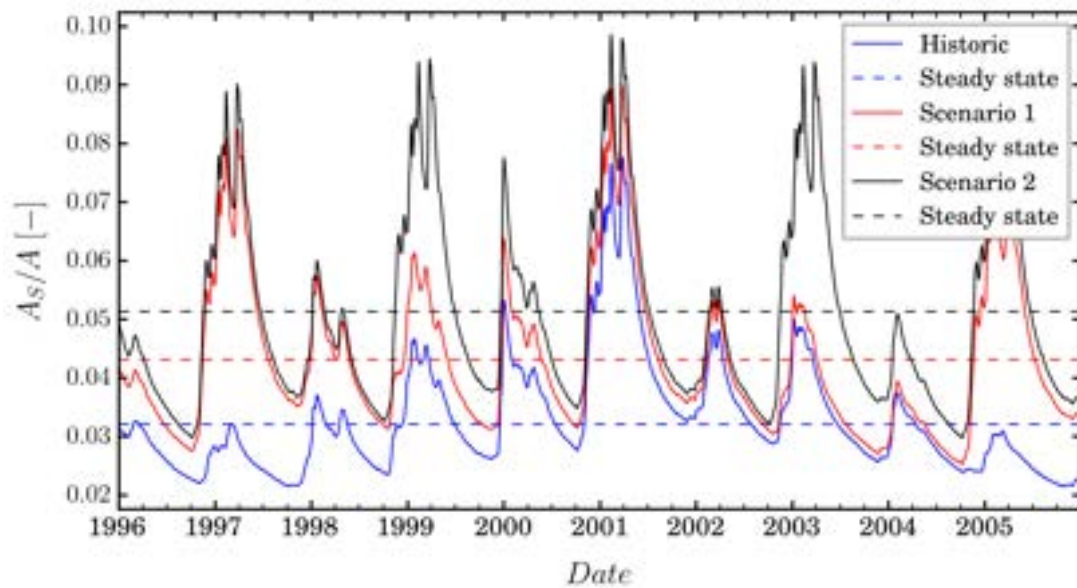


FIGURE 7.8 – Chroniques de l'évolution du pourcentage de zone de résurgence sur le bassin versant A_S/A pour une chronique historique et deux scénarios conceptuelles avec une conductance $C = 10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. Les lignes en pointillé représentent A_S/A dans un modèle en régime permanent avec la recharge moyenne de la chronique.

En s'intéressant spécialement à l'évènement extrême, La valeur maximale de A_S/A est multiplié par un facteur 3 par rapport à la valeur obtenue en régime permanent. Ce résultat montre l'intérêt de quantifier ces inondations par résurgence d'eau souterraine en régime transitoire. Cet évènement de 2001 semble être intensifié par les deux années

précédentes où est observée une légère augmentation de A_S/A par rapport au régime permanent. Concernant les 2 scénarios, l'ajout d'événements extrêmes dans la chronique augmente la valeur maximal de A_S/A sur l'événement de 2001 d'environ 10% pour chaque scénario. Ces résultats et notamment l'effet mémoire montrent que l'augmentation de la récurrence des événements extrêmes aura un impact non négligeable sur le développement des zones de résurgence.

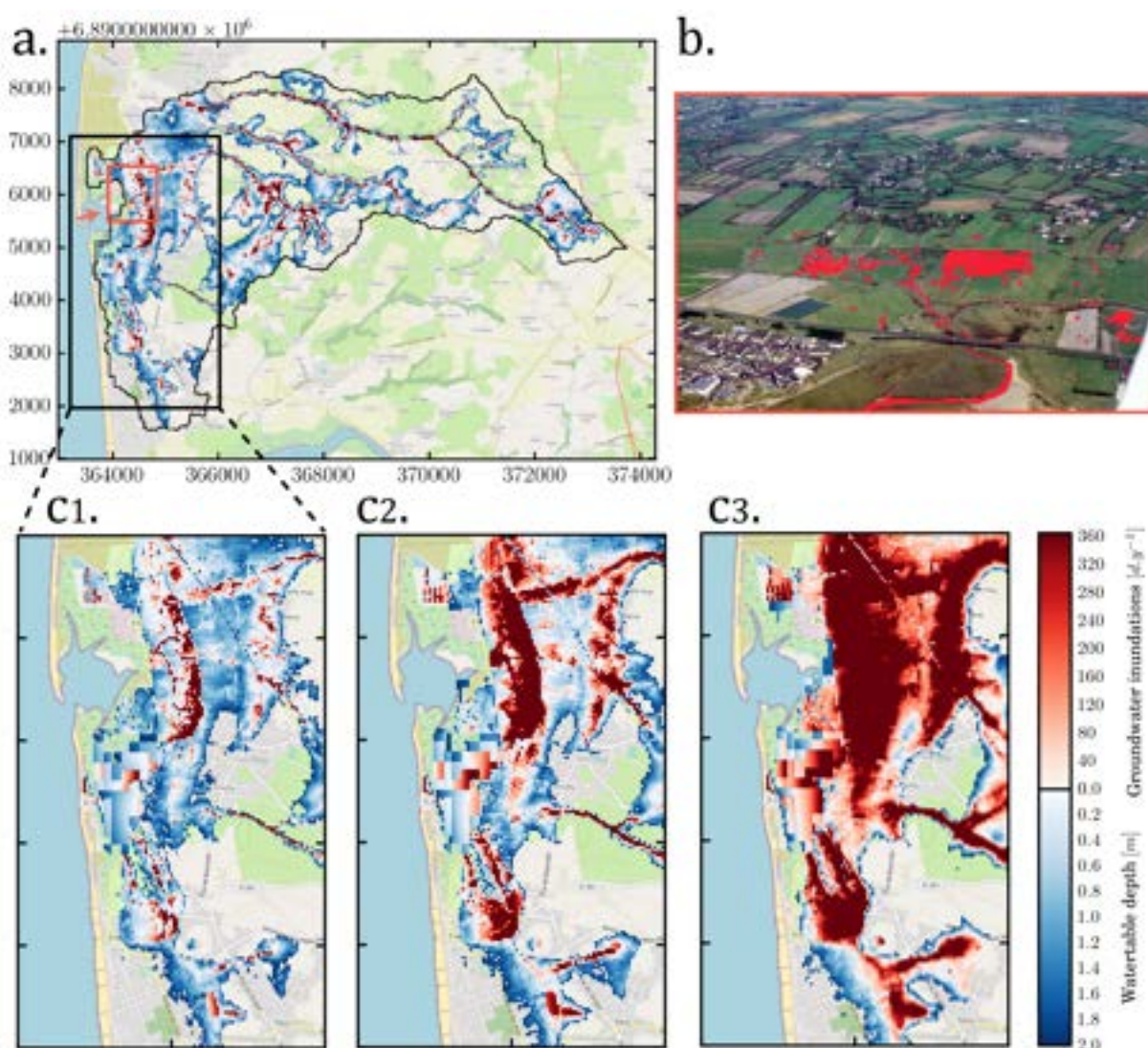


FIGURE 7.9 – a. Représentation de la durée moyenne des zones de résurgence par an et de la profondeur de la nappe phréatique lors de l'événement extrême de 2001 b. La photographie localise les zones de résurgence (en rouge) en novembre 2000 juste avant l'événement extrême de 2001. La photo et le sens d'observation est représenté respectivement en a. par le rectangle rouge et la flèche rouge. c. Zoom sur le bassin versant. Trois résultats de modèle sont présentés lors de l'événement de 2001 avec les valeurs de conductance suivante : $C1 = 10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, $C2 = 10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ et $C3 = 10^{-5} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$.

La durée moyenne d'inondation par résurgence d'eau souterraine (en jour par an) et la profondeur de la nappe (Figure 7.9.a) montrent que les zones de résurgence ont principalement tendance à se développer sur la zone sableuse du bassin versant où l'élévation et le relief topographique est faible. La photographie aérienne de la zone côtière (Figure 7.9.b) représente les zones de résurgence observées (en rouge) sur le terrain en novembre 2000. Cette photographie aérienne montre la présence de résurgence d'eau souterraine sur une vaste zones agricoles avant même que l'évènement extrême ne se produise. En comparaison avec les résultats des modèles numériques, les résurgences d'eau souterraine observées sur le terrain semblent tendre vers le modèle avec la plus forte valeur de conductance $C = 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Figure 7.9.c1) explorée dans cette étude.

7.2.4 Discussions & perspectives

Dans cette partie, les résultats sont discutés par ordre décroissant d'importance dans la caractérisation des inondations par résurgence d'eau souterraine.

7.2.4.1 Niveau marin

Bien que l'augmentation du niveau marin n'ait que très peu d'impact sur le développement des zones de résurgence déjà présentes, ce processus a bien un effet sur les niveaux piézométriques. Dans les zones côtières où les zones de résurgence ne sont pas encore visibles, les niveaux piézométriques vont augmenter de façon identique au niveau marin jusqu'à affleurer en surface. Ensuite, les nouvelles zones de résurgence joueront un rôle tampon pour les zones situées dans l'arrière-pays. Cependant, le niveau marin a un impact sur la vidange du réseau hydrographique. La plupart des réseaux hydrographiques sont équipés de portes à flot limitant l'intrusion de la mer dans le réseau hydrographique. Ces portes ont pour objectifs de s'ouvrir en période de basse mer permettant la vidange des systèmes et de se fermer en période de haute mer bloquant l'intrusion de la mer. Une augmentation du niveau marin diminuerait la fenêtre temporelle où le réseau hydrographique pourra se vidanger. Ici, ce processus est modélisé de façon globale au travers de la conductance C appliquée à la condition limite de drainage.

7.2.4.2 Les écoulements de surface

Dans les résultats de modèle présentés, la condition limite de drainage fait l'hypothèse que le flux issu des résurgences d'eau souterraine est instantanément évacué et de

façon homogène sur l'ensemble du système. En réalité, l'évacuation des flux résurgents est influencée par une multitude de processus. En effet, la zone de résurgence peut être placée dans une dépression topographique ne laissant que le processus d'évapotranspiration comme exutoire du système des flux résurgents. Aussi, la pente topographique, très variable localement, peut avoir une forte influence sur les temps de transit jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Enfin, comme énoncé dans la partie précédente, l'oscillation de la mer combinée à la convergence des flux d'eau de surface détériore la capacité du réseau de drainage à se vidanger. Cette discussion montre que l'hypothèse faite dans ces travaux est forte d'autant plus que les résultats montrent que l'effet de la conductance C à un effet important dans la caractérisation des zones inondées. Bien que ces processus soient relativement difficiles à quantifier sur le terrain, la conductance appliquée devra être mise en relation avec des critères géomorphologiques et d'écoulements de surface.

7.2.4.3 Scénarios climatiques : la recharge de l'aquifère

Les résultats ont montré que l'aspect transitoire de la recharge appliqué à l'aquifère est le critère déterminant dans la caractérisation des inondations par résurgence d'eau souterraine. Ici, des chroniques conceptuelles en dupliquant un événement extrême sont explorées. Il sera intéressant d'utiliser des projections réalistes issues de modèles climatiques pour quantifier de façon raisonnable le risque. Aussi, ces projections climatiques mettent en évidence une augmentation des températures moyennes qui auront pour effet d'augmenter l'évapotranspiration et de diminuer la recharge. Ce processus pourrait avoir un effet compensatoire sur les autres facteurs de contrôle discuté précédemment limitant les inondations aux dépens de la future disponibilité des ressources souterraines.

7.2.5 Conclusion

Nous avons étudié comment les changements climatiques affectent les résurgences et les circulations d'eau souterraine dans le cas d'une recharge en régime permanent et transitoire à l'échelle d'un bassin versant. Notre analyse a été établie sur un modèle de site préalablement calibré à partir des données piézométriques et de la reconstitution du réseau hydrographique. Les flux de subsurface ont été modélisés par l'équation de diffusion classique. Lorsque le flux s'exfiltre au niveau de la zone de résurgence de la nappe phréatique, l'eau est directement transférée sur le cours d'eau avec un temps considéré comme beaucoup plus petit que le temps de transport caractéristique dans l'aquifère. Le

modèle de bassin versant est construit à partir d'un Modèle Numérique de Terrain. Les écoulements souterrains sont régis par les propriétés hydrodynamiques : la perméabilité, la porosité et l'épaisseur de l'aquifère. Les débits et les temps de transit ont été déterminés numériquement en 3D à l'aide de la suite logicielle Modflow et Modpath. Les temps de résidence sont décrits par le temps moyen τ et les zones de résurgence par le pourcentage de zone saturée sur le bassin versant A_S/A .

Au travers de ce modèle numérique, plusieurs facteurs de contrôle des inondations par résurgence d'eau souterrain sont présentés. Le niveau marin moyen constitue le niveau de base des niveaux piézométriques côtiers. Les résultats montrent que le niveau marin n'a pratiquement plus d'impact une fois que les zones de résurgence sont visibles. La géomorphologie du bassin versant est aussi l'un des facteurs de contrôle à travers l'interaction avec la nappe phréatique, mais également dans l'évacuation des flux souterrains générés par ces zones de débordement. Ce processus est étudié au travers d'une condition limite imposée à la surface du modèle. Enfin, les forçages climatiques qui rechargent l'aquifère sont déterminants dans la genèse des inondations par résurgence d'eau souterraine. En fonction de leur intensité, le niveau piézométrique peut s'élever et venir intersecter la topographie, et ainsi créer des zones d'inondation par débordement de nappe phréatique. La possibilité d'améliorer la modélisation de l'écoulement en surface et de considérer des scénarios issus de modèles climatiques sont discutés.

7.3 Bilan

Dans ce chapitre, nous faisons le constat que 1. le niveau marin a un effet sur les niveaux piézométriques jusqu'à que ceux-ci intersectent la topographie et développe une zone de résurgence, 2. la capacité du drainage de surface est un facteur de contrôle dominant qui nécessite d'être quantifiée plus finement, 3. la recharge doit être considérée en régime transitoire afin de considérer les événements extrêmes. Bien que ces trois processus contribuent à la genèse des inondations par résurgence d'eau souterraine, ce chapitre met en évidence le rôle et l'influence de chacun d'entre eux sur le fonctionnement du système.

CHAPITRE 8

DISCUSSIONS ET PERSPECTIVES

8.1	Outil de modélisation	164
8.2	Régionalisation de la méthode de modélisation	164
8.3	Méthode de calibration	166
8.4	Prédictions à l'aide de scénarios climatiques futurs	167
8.5	Le risque d'inondations par résurgences d'eau souterraine	168

Dans ce chapitre, quelques perspectives sont proposées pour envisager la suite de ces travaux de thèse dans le cadre du projet RIVAGES normands 2100. Dans les précédentes parties, la modélisation a principalement été utilisée pour appréhender les processus mis en jeu, en vue d’une prédiction des inondations par résurgence d’eau souterraine et de l’impact qu’elles peuvent avoir sur les circulations souterraines des côtes normandes. Si le terrain d’étude de cette thèse est le bassin versant d’Agon-Coutainville, la stratégie mise en place est reproductible et générique puisqu’elle a été réalisée au travers de l’outil de modélisation HydroModPy en essayant au maximum d’utiliser des données disponibles au niveau national.

8.1 Outil de modélisation

L’outil HydroModPy s’inscrit dans une démarche de développement et d’amélioration continue. L’un des objectifs est de diffuser cet outil de façon publique et académique pour avoir un maximum de retour sur son utilisation et sur les potentielles corrections/améliorations que l’on pourra apporter. Pour faciliter son utilisation, une interface graphique en cours de développement permettra au plus grand nombre d’utiliser cet outil. La version actuelle d’HydroModPy a déjà été testée sur plusieurs bassin-versants en France et à l’étranger au sein du Laboratoire Géosciences Rennes.

La communauté scientifique s’oriente de plus en plus vers une science ouverte et transparente. La répliquabilité des méthodes et des analyses devient nécessaire pour justifier les résultats scientifiques obtenus. Ce type d’outil s’inscrit parfaitement dans la recherche reproductible puisqu’à partir d’un jeu de données et du script Python, il est possible d’utiliser les principes méthodologiques normalisés par l’outil, pour facilement rendre nos études scientifiques réutilisables.

8.2 Régionalisation de la méthode de modélisation

Durant ces trois années de thèse, cinq sites pilotes ont été implantés dont le site d’Agon-Coutainville fait partie, avec l’aide des collectivités territoriales (Figure 8.1). Au total, 32 piézomètres (10 ou 20 mètres de profondeur) ont été installés sur le littoral normand couvrant les territoires vulnérables aux risques de salinisation et d’inondation par résurgence d’eau souterraine. Ces piézomètres sont équipés de sonde de pression, de conductivité et de température avec une mesure continue journalière. L’objectif de

ces piézomètres est d'acquérir de la donnée à travers ces sondes et différentes analyses (physico-chimiques) qui seront réalisées lors de campagnes de terrain.

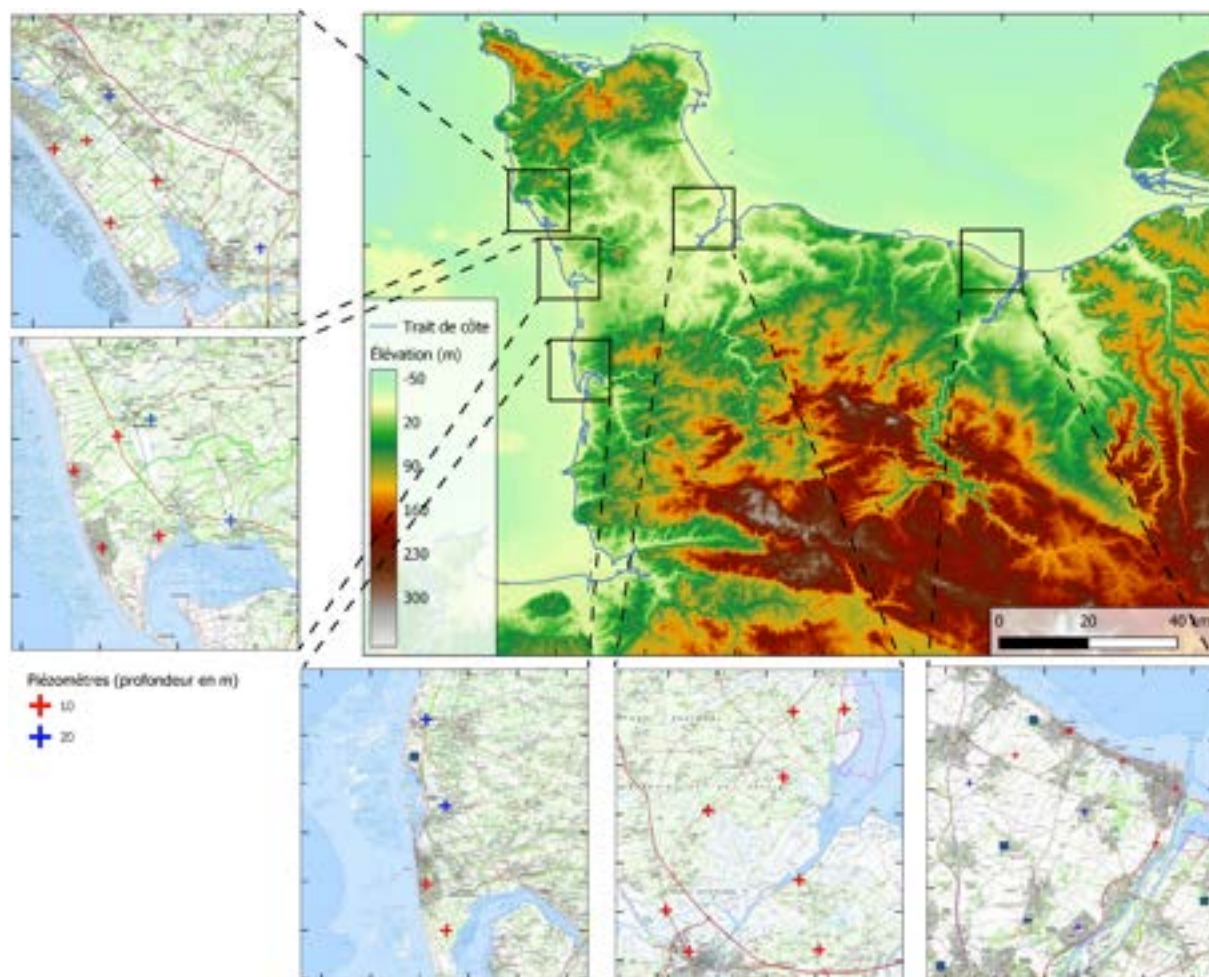


FIGURE 8.1 – Localisation des cinq sites pilotes du projet RIVAGES normands 2100. Les croix rouges et bleus (respectivement 10 et 20 mètres de profondeur) représente les 32 piézomètres implantés dans le cadre du projet.

Les cinq sites sont les suivants :

- Agon-Coutainville (Communauté de Communes Coutances, Mer et Bocage) ;
- Saint-Germain-sur-Ay (Communauté de Communes Côte Ouest Centre Manche) ;
- Barneville-Carteret (Communauté de d'Agglomération Le Cotentin) ;
- La Baie du Cotentin (Communauté de Communes Baie du Cotentin) ;
- Ouistreham (Communauté d'Agglomération Caen-la-mer).

L'ensemble des informations et interprétations obtenues à partir des analyses de terrain et des travaux de modélisation sur ces sites vont permettre de réaliser une transposition

des modèles sur d'autres sites comportant des similitudes en termes de géologie, géomorphologie, morphologie du trait de côte. Les cinq sites de référence avec leurs similitudes, mais également leurs différences notables auront pour but d'investiguer une gamme de site relativement représentative des sites sur lesquels la transposition des modèles numériques pourra être réalisée.

8.3 Méthode de calibration

Le manque de données piézométriques dans ces zones à risque est problématique pour calibrer un modèle hydrologique. C'est pourquoi les cinq sites pilotes ont été créés permettant de réaliser une première campagne de terrain en novembre 2021 sur le site de Saint-Germain-sur-Ay (Figure 8.2).



FIGURE 8.2 – Photographies de la campagne de terrain de novembre 2021 sur le site de Saint-Germain-sur-Ay.

Cependant, le délai important entre la mise en place d'un réseau d'observation piézométrique et le recueil de données exploitables (au minimum une année hydrologique) nous a conduit à développer une méthode largement régionalisable. Cette méthode utilise une donnée facilement exploitable établie sur l'observation du réseau hydrographique. En revanche, cette donnée est statique dans le temps et ne peut être utilisée que pour estimer la conductivité hydraulique dans un modèle en régime permanent. Le réseau ONDE

(Observatoire national des étiages) propose des données d’observations visuelles réalisées par les agents départementaux de l’Office Français de la Biodiversité (OFB) pendant la période estivale sur l’écoulement des cours d’eau. Ce type de donnée apporte une information sur la dynamique des cours d’eau et pourrait venir compléter notre méthodologie pour calibrer un modèle en régime transitoire.

Dans un contexte où les données environnementales deviennent de plus en plus denses et disponibles, multiplier les méthodes de calibration vers des données intégratrices comme la télédétection (saturation des sols, croissance des végétaux) ou les données en rivières (débits, concentrations), permettrait de réaliser des calibrations multi-observables afin de mieux contraindre les modèles hydrologiques.

8.4 Prédiction à l’aide de scénarios climatiques futurs

Le projet d’intercomparaison des modèles couplés (CMIP pour Coupled model inter-comparison project en anglais) est un projet du programme mondial de recherche sur le climat (WCRP). Ce projet vise à réaliser des simulations climatiques de façon coordonnée entre les différents groupes de recherche, afin d’acquérir une meilleure estimation et compréhension des différences entre les modèles climatiques. Les résultats des recherches basées sur ces simulations sont pris en compte dans l’évaluation de l’état des connaissances sur le climat par le groupe intergouvernemental d’expert sur le climat (GIEC). En France, des projections hydrologiques ont été réalisées à partir des projections CMIP5 régionalisées (DAYON, 2015). Le modèle de surface ISBA-SURFEX (LE MOIGNE et al., 2020) partitionne ces projections climatique en chroniques de recharge, de ruissèlement et d’évapotranspiration pour un total de 17 modèles climatiques issus de 10 programmes de recherche :

- ACCESS : Australian Community Climate and Earth System Simulator
- BCC-CSM : Beijing Climate Center Climate System Model
- BNU-ESM : Beijing Normal University Earth System Model
- CAN-ESM2 : Canadian Earth System Model
- CNRM-CM5 : Centre National de Recherches Météorologiques Climate Model
- CSIRO-Mk3 : Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization Climate System model
- GFDL-CM3 : Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Climate Model

-
- IPSL-CM5A-MR : Institut Pierre Simon Laplace Climate Model Mid Resolution
 - MIROC5 : University of Tokyo Model for Interdisciplinary Research On Climate
 - Nor-ESM1 : The Norwegian Earth System Model

Chacun de ces modèles climatiques contient au maximum 3 scénarios climatiques entre 2010 à 2100 soit un total de 38 simulations climatiques explorant un champ des possibles relativement large. L'utilisation de ces chroniques dans les modèles numériques sur les sites d'étude présentés précédemment, estimerait plus quantitativement les variations des résurgences d'eau souterraine.

8.5 Le risque d'inondations par résurgences d'eau souterraine

Par définition, le risque peut être défini comme la probabilité d'occurrence de dommage compte tenu des interactions entre facteurs d'endommagement (aléas) et facteurs de vulnérabilité (peuplement, répartition des biens). Dans ces travaux, une méthodologie est proposée pour déterminer l'aléa inondations par résurgences d'eau souterraine. L'outil de modélisation HydroModPy retranscrit les résultats des modèles hydrologiques sous forme de cartographie. En combinant les données de l'aléa issues des projections climatiques et de la vulnérabilité produite dans le volet socio-économique du projet RIVAGES normands 2100, une cartographie du risque pourra être générée et utilisée par les pouvoirs publics pour établir des stratégies d'adaptation.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les systèmes environnementaux sont et seront davantage affectés par les évolutions climatiques. Caractériser les dynamiques futures de ces objets complexes est nécessaire et représente un enjeu considérable pour la communauté scientifique. Les caractères quantitatifs et qualitatifs des eaux souterraines sont des axes largement étudiés. Prédire l'impact du changement climatique sur les systèmes environnementaux est un défi capital pour accompagner les politiques publiques dans la prise de conscience des futurs aléas et dans l'orientation des stratégies d'adaptation à mettre en œuvre pour limiter les effets sociétaux, économiques et environnementaux. C'est dans ce contexte que des outils et méthodes ont été développés pour répondre à ces enjeux.

Les travaux présentés dans cette thèse s'articulent principalement autour des résurgences d'eau souterraine et l'impact qu'elles peuvent avoir sur les systèmes côtiers à faibles altitudes. Au-delà de leur caractérisation, il est aussi question de montrer l'intérêt de les considérer pleinement dans les processus du cycle hydrologique à travers le contrôle qu'elles exercent sur les circulations souterraines. L'objectif dans cette thèse a été d'étudier les principaux facteurs de contrôle, de façon isolée, à l'aide de modèles analytiques simples, permettant d'appréhender leur part de contribution aux inondations par résurgence d'eau souterraine. Ensuite, ces facteurs sont étudiés de façon combinée au travers de modèle numérique, à l'échelle du bassin-versant. L'étude conceptuelle des circulations souterraines au travers de leur temps de résidence a permis de mieux comprendre comment elles sont affectées par les variations de recharge, les modifications de géométrie de l'aquifère et le développement des zones de résurgence.

Pour effectuer ces prédictions, la modélisation est un outil nécessaire afin de comprendre comment les flux souterrains s'organisent à l'échelle du bassin versant. Réaliser un modèle hydrologique à l'échelle d'un bassin versant peut être une tâche fastidieuse en fonction de la qualité et de la quantité des données mises à disposition pour le contraindre. Cette constatation nous a amené à développer un outil de modélisation dans le but de faciliter le processus de création d'un modèle hydrologique. Si l'automatisation de la

construction de la géométrie des modèles hydrologiques est relativement possible à l'aide de modèle numérique de terrain haute définition à l'échelle nationale, définir spatialement et intrinsèquement les propriétés hydrodynamiques qui régissent l'organisation des circulations souterraines à l'échelle du modèle est largement plus complexe.

Au regard des prédictions futures des facteurs de contrôle mis en évidence dans ce document, tout laisse à penser que les inondations par les eaux souterraines vont s'intensifier, voire se pérenniser dans le temps. Cette modification en surface aura des effets sur les temps de résidence dans l'aquifère, mais également sur l'organisation des circulations des eaux souterraines. Ce phénomène a été investigué au travers deux études. La première démontre que la structure de l'aquifère et des gradients de recharge semble essentielle pour améliorer la capacité de prédiction dans les questions liées aux temps de séjour. La seconde montre que la distribution du volume d'eau souterraine dans le versant contrôle la distribution des temps de résidence. En présence de zones de résurgence, cette distribution est considérablement modifiée par rapport à un modèle sans zones de résurgence. Ces deux études permettent de mieux appréhender comment ces circulations souterraines sont organisées et comment elles vont évoluer dans ce contexte de changement climatique.

L'estimation des propriétés hydrodynamiques est une étape obligatoire pour faire tendre le modèle vers une représentation la plus probable du système environnemental étudié. Les données qualitatives et quantitatives issues des piézomètres sont d'une importance cruciale pour caractériser les aquifères. Cependant, elles ont le défaut de représenter l'aquifère localement et d'être peu denses à l'échelle du bassin-versant. Ce constat nous a mené à développer une méthode d'estimation de la conductivité hydraulique dans un modèle en régime permanent à partir d'une observation de surface facilement accessible sur le terrain : le réseau hydrographique. Cette méthode montre tout l'intérêt d'utiliser les résurgences d'eau souterraine pour contraindre les modèles hydrologiques.

Si ces travaux de modélisation à l'échelle du bassin versant ont permis de répondre à certains questionnements sur la dynamique des aquifères côtiers et leur possible réponse au changement climatique, elle s'est cependant concentrée sur un site d'étude spécifique et mérite à être étendue à d'autres territoires vulnérables. L'analyse ayant principalement porté sur la caractérisation des processus contrôlant les facteurs d'inondations, la structure géologique du modèle a été largement simplifiée. Le rôle de la connectivité des

réseaux de drainage arrière-littoraux avec l'océan et l'évolution de cette connectivité en rapport avec le changement climatique devra être étudié. Enfin, la salinisation des aquifères côtiers n'a pas été étudiée, bien qu'elle puisse s'avérer critique notamment dans les zones de faible relief qui favorisent la progression du biseau salin. Ces différents aspects seront à prendre en compte pour caractériser plus efficacement l'évolution future de l'aléa hydrogéologique dans ces territoires.

Finalement, ces différentes études ont démontré que la modélisation des résurgences d'eau souterraine est nécessaire pour caractériser l'évolution future des zones vulnérables en contexte côtier et de changement climatique. Dans des contextes différents, ces résurgences sont très utiles pour la caractérisation des aquifères par la possibilité de les utiliser comme données de référence pour estimer les propriétés hydrodynamiques.

BIBLIOGRAPHIE

- ABHERVÉ, R., GAUVAIN, A., ROQUES, C., LONGUEVERGNE, L., AQUILINA, L. & DE DREUZY, J.-R., (2022), Estimating hydraulic conductivity of shallow headwater aquifers from stream network mapping.
- ACHTZIGER-ZUPANČIČ, P., LOEW, S. & MARIÉTHOZ, G., (2017), A new global database to improve predictions of permeability distribution in crystalline rocks at site scale, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 122 5, 3513-3539.
- ALLEY, W. M., HEALY, R. W., LABAUGH, J. W. & REILLY, T. E., (2002), Flow and Storage in Groundwater Systems, *Science*, 296 5575, 1985-1990.
- ANDERSON, M. P., WOESSNER, W. W. & HUNT, R. J., (2015), *Applied groundwater modeling : simulation of flow and advective transport*, Academic press.
- AQUILINA, L., AYRAUD, V., LABASQUE, T. & LE CORRE, P., (2006), Dosage des composés chlorofluorocarbonés et du tétrachlorure de carbone dans les eaux souterraines. Application à la datation des eaux..
- BAKKER, M., POST, V., LANGEVIN, C. D., HUGHES, J. D., WHITE, J. T., STARN, J. J. & FIENEN, M. N., (2016), Scripting MODFLOW model development using python and FloPy, *Groundwater*, 54 5, 733-739.
- BAKKER, M. & KELSON, V. A., (2009), Writing analytic element programs in python, *Groundwater*, 47 6, 828-834.
- BARCLAY, J. R., STARN, J. J., BRIGGS, M. A. & HELTON, A. M., (2020), Improved Prediction of Management-Relevant Groundwater Discharge Characteristics Throughout River Networks, *Water Resources Research*, 56 10, 1-19.
- BEDEKAR, V., MORWAY, E. D., LANGEVIN, C. D. & TONKIN, M. J., (2016), *MT3D-USGS version 1 : A U.S. Geological Survey release of MT3DMS updated with new and expanded transport capabilities for use with MODFLOW* (USGS Numbered Series 6-A53), U.S. Geological Survey, Reston, VA.
- BEVEN, K. J. & KIRKBY, M. J., (1979), A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / un modèle à base physique, 28.
- BEVEN, K. J., ASADULLAH, A., BATES, P., BLYTH, E., CHAPPELL, N., CHILD, S., CLOKE, H., DADSON, S., EVERARD, N., FOWLER, H. J. et al., (2020), Developing observational methods to drive future hydrological science : Can we make a start as a community ?, *Hydrological Processes*, 34 3, 868-873.

-
- BJERKLIE, D. M., MULLANEY, J. R., STONE, J. R., SKINNER, B. J. & RAMLOW, M. A., (2012), *Preliminary investigation of the effects of sea-level rise on groundwater levels in New Haven, Connecticut* (Report N° 2012-1025), Reston, VA.
- BLANN, K. L., ANDERSON, J. L., SANDS, G. R. & VONDRACEK, B., (2009), Effects of agricultural drainage on aquatic ecosystems : a review, *Critical reviews in environmental science and technology*, 39 11, 909-1001.
- BLAZKOVA, S., BEVEN, K. J. & KULASOVA, A., (2002), On constraining TOPMODEL hydrograph simulations using partial saturated area information, *Hydrological Processes*, 16 2, 441-458.
- BLÖSCHL, G., BIERKENS, M. F. P., CHAMBEL, A., CUDENNEC, C., DESTOUNI, G., FIORI, A., KIRCHNER, J. W., McDONNELL, J. J., SAVENIJE, H. H. G., SIVAPALAN, M., STUMPP, C., TOTH, E., VOLPI, E., CARR, G., LUPTON, C., SALINAS, J., SZÉLES, B., VIGLIONE, A., AKSOY, H., ... ZHANG, Y., (2019), Twenty-three unsolved problems in hydrology (UPH) – a community perspective, *Hydrological Sciences Journal*, 64 10, 1141-1158.
- BOVY, B., (2021, janvier 12), *fastscape-lem/fastscape : Release v0.1.0beta3*, Zenodo.
- BRESCIANI, E., DAVY, P. & de DREUZY, J.-R., (2014), Is the dupuit assumption suitable for predicting the groundwater seepage area in hillslopes ?, *Water Resources Research*, 50 3, 2394-2406.
- BRESCIANI, E., GODERNIAUX, P. & BATELAAN, O., (2016), Hydrogeological controls of water table-land surface interactions, *Geophysical Research Letters*, 43 18, 9653-9661.
- BRGM, (2006), *Carte géologique image de France à 1/1 000 000*.
- BRUTSAERT, W. & LOPEZ, J. P., (1998), Basin-scale geohydrologic drought flow features of riparian aquifers in the southern Great Plains, *Water Resources Research*, 34 2, 233-240.
- BRUTSAERT, W. & NIEBER, J. L., (1977), Regionalized Drought Flow Hydrographs From a Mature Glaciated Plateau, *Water Resources Research*, 13 3.
- BURDEN, R. L. & FAIRES, J. D., (1985), "2.1 The Bisection Algorithm", *Numerical Analysis (3rd ed.)*, PWS Publishers.
- CARRERA, J., ALCOLEA, A., MEDINA, A., HIDALGO, J. & SLOOTEN, L. J., (2005), Inverse problem in hydrogeology, *Hydrogeology Journal*, 13 1, 206-222.
- CASWELL, T. A., DROETTBOOM, M., LEE, A., ANDRADE, E. S. d., HOFFMANN, T., HUNTER, J., KLYMAK, J., FIRING, E., STANSBY, D., VAROQUAUX, N., NIELSEN, J. H., ROOT, B., MAY, R., ELSON, P., SEPPÄNEN, J. K., DALE, D., LEE, J.-J., MCDUGALL, D., STRAW, A., ... IVANOV, P., (2021, décembre 11), *matplotlib/matplotlib : REL : v3.5.1*, Zenodo.
- CHERY, L., MARTIN, A. & LEGRAND, H., (2008), Les systèmes de diffusion nationaux de données : exemple du portail ADES, *Techniques sciences méthodes*, 2, 85-92.
-

-
- CHESNAUX, R., MOLSON, J. & CHAPUIS, R., (2005), An analytical solution for ground water transit time through unconfined aquifers, *Ground Water*, 434, 511-517.
- CHILTON, P. J. & FOSTER, S. S. D., (1995), Hydrogeological characterisation and water-supply potential of basement aquifers in tropical africa, *Hydrogeology Journal*, 31, 36-49.
- CHOW, R., FRIND, M. E., FRIND, E. O., JONES, J. P., SOUSA, M. R., RUDOLPH, D. L., MOLSON, J. W. & NOWAK, W., (2016), Delineating baseflow contribution areas for streams – A model and methods comparison, *Journal of Contaminant Hydrology*, 195, 11-22.
- CLAUSER, C., (1992), Permeability of crystalline rocks, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 7321, 233-238.
- COUNCIL, N. R., (2012), *Sea-Level Rise for the Coasts of California, Oregon, and Washington : Past, Present, and Future*, The National Academies Press.
- CROMWELL, E., SHUAI, P., JIANG, P., COON, E. T., PAINTER, S. L., MOULTON, J. D., LIN, Y. & CHEN, X., (2021), Estimating Watershed Subsurface Permeability From Stream Discharge Data Using Deep Neural Networks, *Frontiers in Earth Science*, 9, 1-13.
- CUTHBERT, M. O., GLEESON, T., MOOSDORF, N., BEFUS, K. M., SCHNEIDER, A., HARTMANN, J. & LEHNER, B., (2019), Global patterns and dynamics of climate–groundwater interactions, *Nature Climate Change*, 92, 137-141.
- DALLAIRE, C. O., LEHNER, B., SAYRE, R. & THIEME, M., (2019), A multidisciplinary framework to derive global river reach classifications at high spatial resolution, *Environmental Research Letters*, 142, 024003.
- DAY, D. G., (1980), Lithologic controls of drainage density : A study of six small rural catchments in New England, NSW, *Catena*, 74, 339-351.
- DAYON, G., (2015), *Evolution du cycle hydrologique continental en France au cours des prochaines décennies* (thèse de doct.), Université Paul Sabatier-Toulouse III.
- DE MARSILY, G., (2009), *L'eau, un trésor en partage*, Dunod Paris.
- de GRAAF, I., CONDON, L. & MAXWELL, R., (2020), Hyper-Resolution Continental-Scale 3-D Aquifer Parameterization for Groundwater Modeling, *Water Resources Research*, 565, 1-14.
- DEMBÉLÉ, M., HRACHOWITZ, M., SAVENIJE, H. H., MARIÉTHOZ, G. & SCHAEFLI, B., (2020), Improving the predictive skill of a distributed hydrological model by calibration on spatial patterns with multiple satellite data sets, *Water resources research*, 561, e2019WR026085.
- DEVAUCHELLE, O., PETROFF, A. P., SEYBOLD, H. F. & ROTHMAN, D. H., (2012), Ramification of stream networks, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 10951, 20832-20836.
- de VRIES, J. J., (1994), Dynamics of the interface between streams and groundwater systems in lowland areas, with reference to stream net evolution, *Journal of Hydrology*, 1551, 39-56.
-

-
- DEWANDEL, B., LACHASSAGNE, P., WYNS, R., MARÉCHAL, J. & KRISHNAMURTHY, N., (2006), A generalized 3-d geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering, *Journal of Hydrology*, 330 1, 260-284.
- DIETRICH, W. E. & DUNNE, T., (1993), The channel head, *Channel network hydrology*, 175, 219.
- DUNNE, T., (1975), Formation and controls of channel networks.
- DUPRET, L., PONVET, J., LAUTRIDOU, J. & HOMMERIL, P., (1987), Carte géol. France (1/50 000), feuille COUTANCES (142) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Dupret L., Poncet J., Lautridou J.P., Hommeril P. et coll (1989), 58p.
- DUPUIT, J., (1863), Études théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables., 354.
- ECKHARDT, K. & ULBRICH, U., (2003), Potential impacts of climate change on groundwater recharge and streamflow in a central European low mountain range, *Journal of Hydrology*, 284 1, 244-252.
- ELSHALL, A. S., ARIK, A. D., EL-KADI, A. I., PIERCE, S., YE, M., BURNETT, K. M., WADA, C. A., BREMER, L. L. & CHUN, G., (2020), Groundwater sustainability : a review of the interactions between science and policy, *Environmental Research Letters*, 15 9.
- ETTER, S., STROBL, B., SEIBERT, J. & van MEERVELD, H. J., (2020), Value of Crowd-Based Water Level Class Observations for Hydrological Model Calibration, *Water Resources Research*, 56 2, 1-17.
- EVENSON, E. J., ORNDORFF, R. C., BLOME, C. D., BÖHLKE, J. K., HERSHBERGER, P. K., LANGENHEIM, V. E., MCCABE, G. J., MORLOCK, S. E., REEVES, H. W., VERDIN, J. P., WEYERS, H. S. & WOOD, T. M., (2013), *U.S. Geological Survey water science strategy—Observing, understanding, predicting, and delivering water science to the Nation* (Report 1383G), Reston, VA.
- FAN, Y., LI, H. & MIGUEZ-MACHO, G., (2013), Global Patterns of Groundwater Table Depth, *Science*, 339 6122, 940-943.
- FAN, Y., CLARK, M., LAWRENCE, D. M., SWENSON, S., BAND, L. E., BRANTLEY, S. L., BROOKS, P. D., DIETRICH, W. E., FLORES, A., GRANT, G., KIRCHNER, J. W., MACKAY, D. S., McDONNELL, J. J., MILLY, P. C., SULLIVAN, P. L., TAGUE, C., AJAMI, H., CHANEY, N., HARTMANN, A., ... YAMAZAKI, D., (2019), Hillslope Hydrology in Global Change Research and Earth System Modeling, *Water Resources Research*, 1737-1772.
- FAN, Y., RICHARD, S., BRISTOL, R. S., PETERS, S., INGBRITSEN, S. E., MOOSDORF, N., PACKMAN, A., GLEESON, T., ZASLAVSKY, I., PECKHAM, S. et al., (2015), DigitalCrust—

-
- a 4D data system of material properties for transforming research on crustal fluid flow, *Geofluids*, 15 1-2, 372-379.
- FAN, Y., (2015), Groundwater in the Earth's critical zone : Relevance to large-scale patterns and processes, *Water Resources Research*, 51 5, 3052-3069.
- FETTER, C. W., (2000), *Applied Hydrogeology (4th Edition)*, Prentice Hall.
- FLECKENSTEIN, J. H., KRAUSE, S., HANNAH, D. M. & BOANO, F., (2010), Groundwater-surface water interactions : New methods and models to improve understanding of processes and dynamics, *Advances in Water Resources*, 33 11, 1291-1295.
- FLIPO, N., MOUHRI, A., LABARTHE, B., BIANCAMARIA, S., RIVIÈRE, A. & WEILL, P., (2014), Continental hydrosystem modelling : the concept of nested stream-aquifer interfaces, *Hydrology and Earth System Sciences*, 18 8, 3121-3149.
- FOVET, O., BELEMTUGRI, A., BOITHIAS, L., MARYLISE, J.-b. C., KEVIN, C. & BRAUD, I., (2021), Intermittent rivers and ephemeral streams : Perspectives for critical zone science and research on socio-ecosystems, 1-33.
- FRANKS, S. W., GINESTE, P., BEVEN, K. J. & MEROT, P., (1998), On constraining the predictions of a distributed model : the incorporation of fuzzy estimates of saturated areas into the calibration process, *Water Resources Research*, 34 4, 787-797.
- GAUVAIN, A., LERAY, S., MARÇAIS, J., ROQUES, C., VAUTIER, C., GRESSELIN, F., AQUILINA, L. & DREUZY, J.-R., (2021), Geomorphological controls on groundwater transit times : a synthetic analysis at the hillslope scale, *Water Resources Research*, 57 7.
- GBUREK, W. J. & FOLMAR, G. J., (1999), A ground water recharge field study : Site characterization and initial results, *Hydrological Processes*, 13 17, 2813-2831.
- GDAL/OGR CONTRIBUTORS, (2022), *GDAL/OGR Geospatial Data Abstraction software Library*, Open Source Geospatial Foundation.
- GHYBEN, B. W., (1888), Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij, Amsterdam, *The Hague*, 21.
- GIBELIN, A.-L., DUBUISSON, B., CORRE, L. & MADEC, T., (2015), Evolution of temperature and precipitation in France since the 1950s : a new homogenised dataset, *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 14242.
- GILLIES, S. et al., (2013), *Rasterio : geospatial raster I/O for Python programmers*, Mapbox.
- GLEESON, T. & MANNING, A. H., (2008), Regional groundwater flow in mountainous terrain : three-dimensional simulations of topographic and hydrogeologic controls : REGIONAL GROUNDWATER FLOW, *Water Resources Research*, 44 10.
- GLEESON, T., MOOSDORF, N., HARTMANN, J. & van BEEK, L. P. H., (2014), A glimpse beneath earth's surface : GLocal HYdrogeology MaPS (GLHYMPS) of permeability and porosity, *Geophysical Research Letters*, 41, 3891-3898.
-

-
- GLEESON, T., WAGENER, T., DÖLL, P., ZIPPER, S., WEST, C., WADA, Y., TAYLOR, R., SCANLON, B., ROSOLEM, R., RAHMAN, S., OSHINLAJA, N., MAXWELL, R., LO, M.-H., KIM, H., HILL, M., HARTMANN, A., FOGG, G., FAMIGLIETTI, J., DUCHARNE, A., ... BIERKENS, M., (2021), GMD Perspective : the quest to improve the evaluation of groundwater representation in continental to global scale models, *Geoscientific Model Development Discussions*, 1-59.
- GLOVER, R. E., (1959), The pattern of fresh-water flow in a coastal aquifer, *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 64 4, 457-459.
- GODERNIAUX, P., DAVY, P., BRESCIANI, E., de DREUZY, J.-R. & LE BORGNE, T., (2013), Partitioning a regional groundwater flow system into shallow local and deep regional flow compartments, *Water Resources Research*, 49 4, 2274-2286.
- GODSEY, S. E. & KIRCHNER, J. W., (2014), Dynamic, discontinuous stream networks : hydrologically driven variations in active drainage density, flowing channels and stream order, *Hydrological Processes*, 28 23, 5791-5803.
- GRILL, G., LEHNER, B., THIEME, M., GEENEN, B., TICKNER, D., ANTONELLI, F., BABU, S., BORRELLI, P., CHENG, L., CROCHETIERE, H. et al., (2019), Mapping the world's free-flowing rivers, *Nature*, 569 7755, 215-221.
- GÜNTNER, A., SEIBERT, J. & UHLENBROOK, S., (2004), Modeling spatial patterns of saturated areas : an evaluation of different terrain indices : SPATIAL PATTERNS OF SATURATED AREAS, *Water Resources Research*, 40 5.
- HAAF, E. & GIESE, M., (2020), Physiographic and Climatic Controls on Regional Groundwater Dynamics Physiographic and Climatic Controls on Regional Groundwater Dynamics.
- HABEL, S., FLETCHER, C. H., ROTZOLL, K. & EL-KADI, A. I., (2017), Development of a model to simulate groundwater inundation induced by sea-level rise and high tides in Honolulu, Hawaii, *Water Research*, 114, 122-134.
- HAITJEMA, H. M., (1995a), *Analytic element modeling of groundwater flow*, Elsevier.
- HAITJEMA, H. M., (1995b), On the residence time distribution in idealized groundwatersheds, *Journal of Hydrology*, 172 1, 127-146.
- HAITJEMA, H. M. & MITCHELL-BRUKER, S., (2005), Are water tables a subdued replica of the topography ?, *Groundwater*, 43 6, 781-786.
- HARBAUGH, A. W., (2005), *MODFLOW-2005 : the U.S. Geological Survey modular groundwater model—the ground-water flow process* (Report 6-A16).
- HARRIS, C. R., MILLMAN, K. J., van der WALT, S. J., GOMMERS, R., VIRTANEN, P., COURNAPEAU, D., WIESER, E., TAYLOR, J., BERG, S., SMITH, N. J., KERN, R., PICUS, M., HOYER, S., van KERKWIJK, M. H., BRETT, M., HALDANE, A., del RÍO, J. F., WIEBE, M., PETERSON,

-
- P., ... OLIPHANT, T. E., (2020), Array programming with NumPy, *Nature*, 585 7825, 357-362.
- HARTMANN, J. & MOOSDORF, N., (2012), The new global lithological map database GLiM : A representation of rock properties at the Earth surface, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13 12, 1-37.
- HAWKER, L., UHE, P., PAULO, L., SOSA, J., SAVAGE, J., SAMPSON, C. & NEAL, J., (2022), A 30m global map of elevation with forests and buildings removed, *Environmental Research Letters*.
- HERZBERG, A., (1901), Die Wasserversorgung einiger Nordseebäder (The water supply on parts of the North Sea coast in Germany), *Journal Gabeleucht ung und Wasserversorg ung*, 44-45, 24-44.
- HOEGH-GULDBERG, O., JACOB, D., BINDI, M., BROWN, S., CAMILLONI, I., DIEDHIOU, A., DJALANTE, R., EBI, K., ENGELBRECHT, F., GUIOT, J. et al., (2018), Impacts of 1.5°C global warming on natural and human systems, *Global warming of 1.5°C. An IPCC special report*.
- HOLMAN, I. P., ALLEN, D. M., CUTHBERT, M. O. & GODERNIAUX, P., (2012), Towards best practice for assessing the impacts of climate change on groundwater, *Hydrogeology Journal*, 20 1, 1-4.
- HRACHOWITZ, M., SAVENIJE, H. H. G., BLOCHL, G., McDONNELL, J. J., SIVAPALAN, M., POMEROY, J. W., ARHEIMER, B., BLUME, T., CLARK, M. P., EHRET, U., FENICIA, F., FREER, J. E., GELFAN, A., GUPTA, H. V., HUGHES, D. A., HUT, R. W., MONTANARI, A., PANDE, S., TETZLAFF, D., ... CUDENNEC, C., (2013), A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB)a review, *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 58 6, 1198-1255.
- HUGHES, J. D., LANGEVIN, C. D. & BANTA, E. R., (2017), *Documentation for the MODFLOW 6 framework* (USGS Numbered Series 6-A57), U.S. Geological Survey, Reston, VA.
- HUSCROFT, J., GLEESON, T., HARTMANN, J. & BÖRKER, J., (2018), Compiling and mapping global permeability of the unconsolidated and consolidated earth : GLobal HYdrogeology MaPS 2.0 (GLHYMPS 2.0), *Geophysical Research Letters*, 45 4, 1897-1904.
- IGN, (2018), Institut National de l'Information Géographique et Forestière - RGE ALTI® Version 2.0 - Les modèles numériques 3D - Descriptif de contenu., 38p.
- IGN & OFB, (2021), Jeu de données des cours d'eau de France métropolitaine BD Topage® version 2019, *Office Français de la Biodiversité (OFB) - Information Géographique sur l'Eau et Institut National de l'Information Géographique et Forestière*.
- IPCC, (2014), *AR5 Synthesis Report : Climate Change 2014..*
-

-
- JIMÉNEZ-MARTÍNEZ, J., LONGUEVERGNE, L., LE BORGNE, T., DAVY, P., RUSSIAN, A. & BOUR, O., (2013), Temporal and spatial scaling of hydraulic response to recharge in fractured aquifers : Insights from a frequency domain analysis, *Water Resources Research*, 495, 3007-3023.
- JORDAHL, K., BOSSCHE, J. V. d., FLEISCHMANN, M., WASSERMAN, J., MCBRIDE, J., GERARD, J., TRATNER, J., PERRY, M., BADARACCO, A. G., FARMER, C., HJELLE, G. A., SNOW, A. D., COCHRAN, M., GILLIES, S., CULBERTSON, L., BARTOS, M., EUBANK, N., MAXALBERT, BILOGUR, A., ... LEBLANC, F., (2020, juillet), *geopandas/geopandas : v0.8.1* (Version v0.8.1), Zenodo.
- JURGENS, B. C., BÖHLKE, J. & EBERTS, S. M., (2012), *TracerLPM (Version 1) : An Excel® workbook for interpreting groundwater age distributions from environmental tracer data* (USGS Numbered Series 4-F3), U.S. Geological Survey, Reston, VA.
- KALBUS, E., REINSTORF, F. & SCHIRMER, M., (2006), Measuring methods for groundwater–surface water interactions : a review, *Hydrology and Earth System Sciences*, 106, 873-887.
- KLUYVER, T., RAGAN-KELLEY, B., P\&\#233, REZ, F., GRANGER, B., BUSSONNIER, M., FREDERIC, J., KELLEY, K., HAMRICK, J., GROUT, J., CORLAY, S., IVANOV, P., AVILA, D., N, ABDALLA, S., WILLING, C. & TEAM, J. D., (2016), Jupyter Notebooks – a publishing format for reproducible computational workflows, *Positioning and Power in Academic Publishing : Players, Agents and Agendas*, 87-90.
- KOLBE, T., MARÇAIS, J., THOMAS, Z., ABBOTT, B. W., de DREUZY, J.-R., ROUSSEAU-GUEUTIN, P., AQUILINA, L., LABASQUE, T. & PINAY, G., (2016), Coupling 3d groundwater modeling with CFC-based age dating to classify local groundwater circulation in an unconfined crystalline aquifer, *Journal of Hydrology*, 543, 31-46.
- LABASQUE, T., AQUILINA, L., VERGNAUD, V., HOCHREUTENER, R., BARBECOT, F. & CASILE, G., (2014), Inter-comparison exercises on dissolved gases for groundwater dating–(1) Goals of the exercise and site choice, validation of the sampling strategy, *Applied geochemistry*, 40, 119-125.
- LE BORGNE, T., BOUR, O., PAILLET, F. L. & CAUDAL, J. P., (2006), Assessment of preferential flow path connectivity and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer, *Journal of Hydrology*, 3281, 347-359.
- LE MOIGNE, P., BESSON, F., MARTIN, E., BOÉ, J., BOONE, A., DECHARME, B., ETCHEVERS, P., FAROUX, S., HABETS, F., LAFAYSSSE, M., LEROUX, D. & ROUSSET-REGIMBEAU, F., (2020), The latest improvements with SURFEX v8.0 of the Safran–Isba–Modcou hydrometeorological model for France, *Geoscientific Model Development*, 139, 3925-3946.
- LE MOINE, N., (2008), Le bassin versant de surface vu par le souterrain : une voie d’amélioration des performances et du réalisme des modèles pluie-débit ?, 348.
-

-
- LEHNER, B. & GRILL, G., (2013), Global river hydrography and network routing : Baseline data and new approaches to study the world's large river systems, *Hydrological Processes*, 2715, 2171-2186.
- LEHNER, B., VERDIN, K. & JARVIS, A., (2013), HydroSHEDS Technical Documentation Version 1.2, *EOS Transactions*, 8910, 26.
- LEIBOWITZ, S. G., WIGINGTON JR, P. J., SCHOFIELD, K. A., ALEXANDER, L. C., VANDERHOOF, M. K. & GOLDEN, H. E., (2018), Connectivity of streams and wetlands to downstream waters : an integrated systems framework, *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 54 2, 298-322.
- LERAY, S., (2012), *Caractérisation des aquifères de socle cristallin et de leur ressource en eau - Apport des données d' " âge " de l'eau* (thèse de doct.).
- LERAY, S., GAUVAIN, A. & de DREUZY, J.-R., (2019), Residence time distributions in non-uniform aquifer recharge and thickness conditions – an analytical approach based on the assumption of dupuit-forchheimer, *Journal of Hydrology*, 574, 110-128.
- LEVIZZANI, V. & CATTANI, E., (2019), Satellite Remote Sensing of Precipitation and the Terrestrial Water Cycle in a Changing Climate, *Remote Sensing*, 11 19.
- LINDSAY, J. B., (2016), Whitebox GAT : a case study in geomorphometric analysis, *Computers & Geosciences*, 95, 75-84.
- LOVILL, S. M., HAHM, W. J. & DIETRICH, W. E., (2018), Drainage from the critical zone : Lithologic controls on the persistence and spatial extent of wetted channels during the summer dry season, *Water Resources Research*, 54 8, 5702-5726.
- LUIJENDIJK, E., (2022), Transmissivity and groundwater flow exert a strong influence on drainage density, *Earth Surface Dynamics*, 10 1, 1-22.
- LUO, W. & STEPINSKI, T., (2008), Identification of geologic contrasts from landscape dissection pattern : An application to the Cascade Range, Oregon, USA, *Geomorphology*, 99 1, 90-98.
- LUO, W., GRUDZINSKI, B. P. & PEDERSON, D., (2010), Estimating hydraulic conductivity from drainage patterns-a case study in the Oregon Cascades, *Geology*, 38 4, 335-338.
- LUO, W., JASIEWICZ, J., STEPINSKI, T., WANG, J., XU, C. & CANG, X., (2016), Spatial association between dissection density and environmental factors over the entire conterminous United States, *Geophysical Research Letters*, 43 2, 692-700.
- MARÇAIS, J., de DREUZY, J. -R., GINN, T. R., ROUSSEAU-GUEUTIN, P. & LERAY, S., (2015), Inferring transit time distributions from atmospheric tracer data : assessment of the predictive capacities of lumped parameter models on a 3d crystalline aquifer model, *Journal of Hydrology*, 525, 619-631.

-
- MARÇAIS, J., de DREUZY, J. -R. & ERHEL, J., (2017), Dynamic coupling of subsurface and seepage flows solved within a regularized partition formulation, *Advances in Water Resources*, 109, 94-105.
- MARÇAIS, J., GAUVAIN, A., LABASQUE, T., ABBOTT, B. W., PINAY, G., AQUILINA, L., CHABAUX, F., VIVILLE, D. & de DREUZY, J.-R., (2018), Dating groundwater with dissolved silica and CFC concentrations in crystalline aquifers, *Science of The Total Environment*, 636, 260-272.
- MARDHEL, V., PINSON, S. & ALLIER, D., (2021), Description of an indirect method (IDPR) to determine spatial distribution of infiltration and runoff and its hydrogeological applications to the French territory, *Journal of Hydrology*, 592.
- MASSON-DELMOTTE, V., ZHAI, P., PIRANI, A., CONNORS, S., PÉAN, C., BERGER, S., CAUD, N., CHEN, Y., GOLDFARB, L., GOMIS, M., HUANG, M., LEITZELL, K., LONNOY, E., MATTHEWS, J., MAYCOCK, T., WATERFIELD, T., YELEKÇİ, O., YU, R. & ZHOU, B., (in press), IPCC, 2021 : Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, *Cambridge University Press*.
- MCDONALD, M. G. & HARBAUGH, A. W., (1988), *A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model* (USGS Numbered Series 06-A1), U.S. G.P.O.,.
- MEHL, S. & HILL, M. C., (2010), Grid-size dependence of cauchy boundary conditions used to simulate stream-aquifer interactions, *Advances in Water Resources*, 334, 430-442.
- MENDOZA, G. F., STEENHUIS, T. S., WALTER, M. T. & PARLANGE, J. Y., (2003), Estimating basin-wide hydraulic parameters of a semi-arid mountainous watershed by recession-flow analysis, *Journal of Hydrology*, 279 1, 57-69.
- MEROT, P., SQUIVIDANT, H., AUROUSSEAU, P., HEFTING, M., BURT, T., MAITRE, V., KRUK, M., BUTTURINI, A., THENAIL, C. & VIAUD, V., (2003), Testing a climato-topographic index for predicting wetlands distribution along an european climate gradient, *Ecological Modelling*, 163 1, 51-71.
- MESSAGE, M. L., LEHNER, B., COCKBURN, C., LAMOUREUX, N., PELLA, H., SNELDER, T., TOCKNER, K., TRAUTMANN, T., WATT, C. & DATRY, T., (2021), Global prevalence of non-perennial rivers and streams, *Nature*, 594 7863, 391-397.
- METROPOLIS, N. & ULAM, S., (1949), The Monte Carlo Method, *Journal of the American Statistical Association*, 44 247, 335-341.
- MICHAEL, H. A., RUSSONIELLO, C. J. & BYRON, L. A., (2013), Global assessment of vulnerability to sea-level rise in topography-limited and recharge-limited coastal groundwater systems : GLOBAL ASSESSMENT OF VULNERABILITY TO SEA-LEVEL RISE, *Water Resources Research*, 49 4, 2228-2240.
-

-
- MONTOYA, S., (2018, janvier 23), *Enhanced MODFLOW result representation with python, VTK and paraview* [Hatari labs]..
- MOREL-SEYTOUX, H. J., (2009), The turning factor in the estimation of stream-aquifer seepage, *Groundwater*, 472, 205-212.
- MOREL-SEYTOUX, H. J., MEHL, S. & MORGADO, K., (2014), Factors influencing the stream-aquifer flow exchange coefficient, *Groundwater*, 525, 775-781.
- MOUHRI, A., FLIPO, N. & SALEH, F., (2012), État de l'art sur les méthodes de caractérisation et de quantification des échanges nappe-rivière, *Rapport PIREN-seine*.
- MUSY, M., JACQUENOT, G., DALMASSO, G., NEOGLEZ, BRUIN, R. d., POLLACK, A., CLAUDI, F., BADGER, C., ICEMTEL, ZHOU, Z.-Q., SULLIVAN, B., LERNER, B., HRISCA, D., VOLPATTO, D., EVAN, SCHLÖMER, N., RICHARDSCOTTOZ & ILOREVILO, (2022, janvier 12), *marco-musy/vedo : 2022.0.1*, Zenodo.
- MUTHUKADAN, B., (2022), *Selenium Python Bindings Documentation*.
- NASH, J. E. & SUTCLIFFE, J. V., (1970), River flow forecasting through conceptual models part i — a discussion of principles, *Journal of Hydrology*, 103, 282-290.
- NASTEV, M., SAVARD, M. M., LAPCEVIC, P., LEFEBVRE, R. & MARTEL, R., (2004), Hydraulic properties and scale effects investigation in regional rock aquifers, south-western Quebec, Canada, *Hydrogeology Journal*, 123.
- NELDER, J. A. & MEAD, R., (1965), A Simplex Method for Function Minimization, *The Computer Journal*, 74, 308-313.
- NEREM, R. S., CHAMBERS, D. P., CHOE, C. & MITCHUM, G. T., (2010), Estimating mean sea level change from the TOPEX and Jason altimeter missions, *Marine Geodesy*, 33S1, 435-446.
- NICHOLLS, R., (1995), Coastal megacities and climate change, *GeoJournal*, 373, 369-379.
- NICHOLLS, R., (2011), Planning for the impacts of sea level rise, *Oceanography*, 242, 144-157.
- NIELSEN, P., (1990), Tidal dynamics of the water table in beaches, *Water Resources Research*, 269, 2127-2134.
- NISWONGER, R., PANDAY, S. & IBARAKI, M., (2011), MODFLOW-NWT, A Newton formulation for MODFLOW-2005, 44.
- NOILHAN, J. & MAHFOUF, J. -F., (1996), The ISBA land surface parameterisation scheme, *Global and Planetary Change*, 131, 145-159.
- NWANKWOR, G., CHERRY, J. & GILLHAM, R., (1984), A comparative study of specific yield determinations for a shallow sand aquifer, *Groundwater*, 226, 764-772.
- OPPENHEIMER, M., GLAVOVIC, B. C., HINKEL, J., van de WAL, R., MAGNAN, A. K., ABD-ELGAWAD, A., CAI, R., CIFUENTES-JARA, M., RICA, C., DECONTO, R. M., GHOSH, T., HAY, J., ISLANDS, C., ISLA, F., MARZEION, B., MEYSSIGNAC, B., SEBESVARI, Z.,
-

-
- BIESBROEK, R., BUCHANAN, M. K., ... PEREIRA, J., (2019), Chapter 4 : sea level rise and implications for low-lying islands, coasts and communities — special report on the ocean and cryosphere in a changing climate, 126.
- OUDE ESSINK, G. H. P., van BAAREN, E. S. & de LOUW, P. G. B., (2010), Effects of climate change on coastal groundwater systems : a modeling study in the netherlands, *Water Resources Research*, 46 10.
- PAPROTNY, D. & TEREFENKO, P., (2017), New estimates of potential impacts of sea level rise and coastal floods in poland, *Natural Hazards*, 85 2, 1249-1277.
- PEDERSON, D., (2001), Stream Piracy Revisited : A Groundwater-Sapping Solution, *Gsa Today*, 11.
- PÉREZ, F., GRANGER, B. E. & HUNTER, J. D., (2011), Python : An Ecosystem for Scientific Computing, *Computing in Science Engineering*, 13 2, 13-21.
- POLLOCK, D. W., (2016), *User guide for MODPATH Version 7—A particle-tracking model for MODFLOW* (Report N° 2016-1086), Reston, VA.
- PRANCEVIC, J. P. & KIRCHNER, J. W., (2019), Topographic controls on the extension and retraction of flowing streams, *Geophysical Research Letters*, 46 4, 2084-2092.
- QUANTSTACK, (2021, janvier 8), *And voilà !* [Medium]..
- RAHMSTORF, S. & COUMOU, D., (2011), Increase of extreme events in a warming world, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108 44, 17905-17909.
- REBACK, J., JBRÖCKMENDEL, MCKINNEY, W., BOSSCHE, J. V. d., AUGSPURGER, T., CLOUD, P., HAWKINS, S., ROESCHKE, M., GFYOUNG, SINHRKS, KLEIN, A., HOEFLER, P., PETERSEN, T., TRATNER, J., SHE, C., AYD, W., NAVEH, S., GARCIA, M., DARBYSHIRE, J. H. M., ... SEABOLD, S., (2022, janvier 22), *pandas-dev/pandas : Pandas 1.4.0*, Zenodo.
- REFSGAARD, J. C., HOJBERG, A. L., MOLLER, I., HANSEN, M. & SONDERGAARD, V., (2010), Groundwater modeling in integrated water resources management—visions for 2020, *Ground Water*, 48 5, 633-648.
- REINECKE, R., FOGLIA, L., MEHL, S., HERMAN, J. D., WACHHOLZ, A., TRAUTMANN, T. & DÖLL, P., (2019), Spatially distributed sensitivity of simulated global groundwater heads and flows to hydraulic conductivity , groundwater recharge and surface water body parameterization, 1-26.
- RIGNOT, E., VELICOGNA, I., van den BROEKE, M. R., MONAGHAN, A. & LENAERTS, J. T. M., (2011), Acceleration of the contribution of the greenland and antarctic ice sheets to sea level rise, *Geophysical Research Letters*, 38 5.
- ROQUES, C., AQUILINA, L., BOUR, O., MARÉCHAL, J. C., DEWANDEL, B., PAUWELS, H., LABASQUE, T., VERGNAUD-AYRAUD, V. & HOCHREUTENER, R., (2014), Groundwater

-
- sources and geochemical processes in a crystalline fault aquifer, *Journal of Hydrology*, *519*, 3110-3128.
- ROQUES, C., BOUR, O., AQUILINA, L. & DEWANDEL, B., (2016), High-yielding aquifers in crystalline basement : insights about the role of fault zones, exemplified by Armorican Massif, France, *Hydrogeology Journal*, *24* 8, 2157-2170.
- ROQUES CLÉMENT, (2014), *Hydrogéologie des zones de faille du socle cristallin : implications en terme de ressources en eau pour le Massif Armoricaïn* (thèse de doct.).
- ROTZOLL, K. & EL-KADI, A. I., (2008), Estimating hydraulic properties of coastal aquifers using wave setup, *Journal of Hydrology*, *353* 1, 201-213.
- ROTZOLL, K. & FLETCHER, C. H., (2013), Assessment of groundwater inundation as a consequence of sea-level rise, *Nature Climate Change*, *3* 5, 477-481.
- ROYER, J.-F., BIAOU, A., CHAUVIN, F., SCHERTZER, D. & LOVEJOY, S., (2008), Multifractal analysis of the evolution of simulated precipitation over France in a climate scenario, *Comptes Rendus Geoscience*, *340* 7, 431-440.
- RUSHTON, K., (2007), Representation in regional models of saturated river-aquifer interaction for gaining/losing rivers, *Journal of Hydrology*, *334* 1, 262-281.
- SCHNEIDER, A., JOST, A., COULON, C., SILVESTRE, M., THÉRY, S. & DUCHARNE, A., (2017), Global-scale river network extraction based on high-resolution topography and constrained by lithology, climate, slope, and observed drainage density, *Geophysical Research Letters*, *44* 6, 2773-2781.
- SCHUMM, S. A., BOYD, K. F., WOLFF, C. G. & SPITZ, W. J., (1995), A ground-water sapping landscape in the Florida Panhandle, *12*, 281-297.
- SCHUREMAN, P., (1958), *Manual of harmonic analysis and prediction of tides*. (Report), United States Government Printing Office.
- SHOM, (2015), MNT Bathymétrie de façade Atlantique (Projet Homonim).
- SHOM, (2020), Références Altimétriques Maritimes. Ports de France métropolitaine et d'outre-mer. Côtes du zéro hydrographique et niveaux caractéristiques de la marée.
- SIVAPALAN, M., TAKEUCHI, K., FRANKS, S. W., GUPTA, V. K., KARAMBIRI, H., LAKSHMI, V., LIANG, X., McDONNELL, J. J., MENDIONDO, E. M., O'CONNELL, P. E., OKI, T., POMEROY, J. W., SCHERTZER, D., UHLENBROOK, S. & ZEHE, E., (2003), IAHS Decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003-2012 : Shaping an exciting future for the hydrological sciences, *Hydrological Sciences Journal*, *48* 6, 857-880.
- SOPHOCLEOUS, M., (2002), Interactions between groundwater and surface water : the state of the science, *Hydrogeology Journal*, *10* 1, 52-67.
- STRAHLER, A. N., (1964), Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks, *Handbook of Applied Hydrology : McGraw-Hill, New York*, 4-39.
-

-
- SUCKOW, A., (2014), The age of groundwater – definitions, models and why we do not need this term, *Applied Geochemistry*, 50, 222-230.
- TASHIE, A., (2021), Watershed-Scale Effective Hydraulic Properties of the Continental United States Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 1-18.
- TAYLOR, R. G., SCANLON, B., DÖLL, P., RODELL, M., VAN BEEK, R., WADA, Y., LONGUEVERGNE, L., LEBLANC, M., FAMIGLIETTI, J. S., EDMUNDS, M. et al., (2013), Ground water and climate change, *Nature climate change*, 34, 322-329.
- TONKIN, M. J., BEDEKAR, V., MORWAY, E. D. & LANGEVIN, C. D., (2016), *MT3D-USGS : Groundwater Solute Transport Simulator for MODFLOW*, U.S. Geological Survey.
- TOOTCHI, A., JOST, A. & DUCHARNE, A., (2019), Multi-source global wetland maps combining surface water imagery and groundwater constraints, *Earth System Science Data*, 111, 189-220.
- TÓTH, J., (1999), Groundwater as a geologic agent : an overview of the causes, processes, and manifestations, *Hydrogeology journal*, 71, 1-14.
- TREFRY, M. G. & MUFFELS, C., (2007), FEFLOW : a finite-element ground water flow and transport modeling tool, *Groundwater*, 455, 525-528.
- TROCH, P. A., MANCINI, M., PANICONI, C. & WOOD, E. F., (1993), Evaluation of a distributed catchment scale water balance model, *Water Resources Research*, 296, 1805-1817.
- VANNIER, O., BRAUD, I. & ANQUETIN, S., (2014), Regional estimation of catchment-scale soil properties by means of streamflow recession analysis for use in distributed hydrological models, *Hydrological Processes*, 2826, 6276-6291.
- VAUTIER, C., ABHERVÉ, R., LABASQUE, T., LAVERMAN, A. M., GUILLOU, A., CHATTON, E., DUPONT, P., AQUILINA, L. & de DREUZY, J.-R., (2019), Mapping gas exchanges in headwater streams with membrane inlet mass spectrometry, *Journal of Hydrology*.
- VERGOPOLAN, N., CHANEY, N. W., PAN, M., SHEFFIELD, J., BECK, H. E., FERGUSON, C. R., TORRES-ROJAS, L., SADRI, S. & WOOD, E. F., (2021), SMAP-HydroBlocks, a 30-m satellite-based soil moisture dataset for the conterminous US, *Scientific Data*, 81, 1-11.
- VOGEL, J., (1967), Investigation of groundwater flow with radiocarbon, paper presented at Isotope Hydrology 1979 Vienna Symposium, 9-13 March 1966.
- VRIES, D. J. J., (1994), Dynamics of the interface between streams and groundwater systems in lowland areas, with reference to stream net evolution, 169493.
- WADA, Y., van BEEK, L. P. H., van KEMPEN, C. M., RECKMAN, J., VASAK, S. & BIERKENS, M. F. P., (2010), Global depletion of groundwater resources, *Geophysical Research Letters*, 37.
- WINSTON, R., (2020, août 16), *ModelMuse version 4.3 : u.s. geological survey software release* (Techniques and Methods).
-

-
- WINTER, T. C., (1995), Recent advances in understanding the interaction of groundwater and surface water, *Reviews of Geophysics*, 33S2, 985-994.
- WINTER, T. C., (1999), Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems, *Hydrogeology Journal*, 71, 28-45.
- WITTENBERG, H., (1999), Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes, *Hydrological Processes*, 13, 715-726.
- WOESSNER, W. W., (2000), Stream and fluvial plain ground water interactions : rescaling hydrogeologic thought, *Groundwater*, 383, 423-429.
- WYNS, R., BALTASSAT, J.-M., LACHASSAGNE, P., LEGCHENKO, A., VAIRON, J. & MATHIEU, F., (2004), Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (brittany, france), *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 1751, 21-34.
- YAMAZAKI, D., IKESHIMA, D., SOSA, J., BATES, P. D., ALLEN, G. H. & PAVELSKY, T. M., (2019), MERIT Hydro : A High-Resolution Global Hydrography Map Based on Latest Topography Dataset, *Water Resources Research*, 556, 5053-5073.

ANNEXES

Annexe 1 : Article scientifique - Dating groundwater with dissolved silica and CFC concentrations in crystalline aquifers	190
Annexe 2 : Dossier de fin de travaux : 6 piézomètres de surveillance des niveaux piézométriques et biseau salé – Projet RIVAGES 2100	203
Annexe 3 : Article scientifique - Loop Aggregation for Approximate Scientific Computing	225
Annexe 4 : HydroModPy Documentation	241



Dating groundwater with dissolved silica and CFC concentrations in crystalline aquifers



Jean Marçais^{a,b,*}, Alexandre Gauvain^b, Thierry Labasque^b, Benjamin W. Abbott^c, Gilles Pinay^d, Luc Aquilina^b, François Chabaux^e, Daniel Viville^e, Jean-Raynald de Dreuzy^b

^a Agroparistech, 75005 Paris, France

^b Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes, UMR 6118, 35000 Rennes, France

^c Brigham Young University, Provo, UT, United States

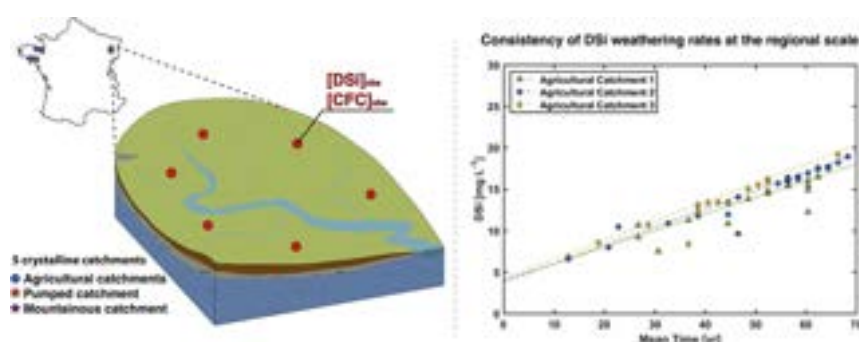
^d RiverLy-Irstea, Lyon, 5 rue de la Doua, 69616 Villeurbanne cedex, France

^e Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie de Strasbourg (LHyGeS), CNRS, Université de Strasbourg, 67084 Strasbourg Cedex, France

HIGHLIGHTS

- Silicate concentration is a robust proxy of residence time in crystalline aquifer
- Extensive groundwater dating revealed near constant silica weathering rates.
- Silicate weathering rates are sensitive to climate and anthropogenic activities.

GRAPHICAL ABSTRACT



ARTICLE INFO

Article history:

Received 19 February 2018

Received in revised form 14 April 2018

Accepted 15 April 2018

Available online 26 April 2018

Editor: Dr. D. Barcelo

Keywords:

Silicate weathering rates

Groundwater residence time

Groundwater age

Lumped parameter model

Atmospheric anthropogenic tracers (CFCs)

Shallow aquifer

ABSTRACT

Estimating intermediate water residence times (a few years to a century) in shallow aquifers is critical to quantifying groundwater vulnerability to nutrient loading and estimating realistic recovery timelines. While intermediate groundwater residence times are currently determined with atmospheric tracers such as chlorofluorocarbons (CFCs), these analyses are costly and would benefit from other tracer approaches to compensate for the decreasing resolution of CFC methods in the 5–20 years range. In this context, we developed a framework to assess the capacity of dissolved silica (DSi) to inform residence times in shallow aquifers. We calibrated silicate weathering rates with CFCs from multiple wells in five crystalline aquifers in Brittany and in the Vosges Mountains (France). DSi and CFCs were complementary in determining apparent weathering reactions and residence time distributions (RTDs) in shallow aquifers. Silicate weathering rates were surprisingly similar among Brittany aquifers, varying from 0.20 to 0.23 mg L⁻¹ yr⁻¹ with a coefficient of variation of 7%, except for the aquifer where significant groundwater abstraction occurred, where we observed a weathering rate of 0.31 mg L⁻¹ yr⁻¹. The silicate weathering rate was lower for the aquifer in the Vosges Mountains (0.12 mg L⁻¹ yr⁻¹), potentially due to differences in climate and anthropogenic solute loading. Overall, these optimized silicate weathering rates are consistent with previously published studies with similar apparent ages range. The consistency in silicate weathering rates suggests that DSi could be a robust and cheap proxy of mean residence times for recent groundwater (5–100 years) at the regional scale. This methodology could allow quantification of seasonal groundwater contributions to streams, estimation of residence times in the unsaturated zone and improve assessment of aquifer vulnerability to anthropogenic pollution.

© 2018 Elsevier B.V. All rights reserved.

* Corresponding author at: Agroparistech, 75005 Paris, France.

E-mail address: jean.marcais@univ-rennes1.fr (J. Marçais).

1. Introduction

Human activity has fundamentally altered global nutrient cycles (Galloway et al., 2008), polluting aquatic ecosystems and threatening human health and water security (Spalding and Exner, 1993). It is widely held that anthropogenic loading of nitrogen has exceeded planetary capacities, representing one of the most pressing environmental issues (Rockstrom et al., 2009; Steffen et al., 2015). International, national, and regional initiatives have been undertaken in the past several decades to reduce nitrogen loading, though assessment of efficacy is difficult in complex natural systems with unknown and overlapping memory effects (Jarvie et al., 2013; Jenny et al., 2016; Meter and Basu, 2017; Wilcock et al., 2013). Estimating the recovery time of surface and groundwater ecosystems following nitrogen pollution is key to quantifying effectiveness of changes in agricultural practices, mitigation methods, and developing realistic timelines for meeting regulatory goals (Abbott et al., 2018; Bouraoui and Grizzetti, 2011; Jasechko et al., 2017). Recovery time depends largely on water and solute residence time in the surface and subsurface components of the catchment. The majority of catchment transit time occurs in the subsurface, where water can spend months to years in the soil or unsaturated zone (Meter et al., 2016; Sebilo et al., 2013), and decades to centuries in near-surface aquifers (Böhlke and Denver, 1995; Kolbe et al., 2016; Singleton et al., 2007; Visser et al., 2013). Because no single tracer can determine the distribution of groundwater ages across these timescales, multi tracer approaches are necessary for reliable groundwater dating (Abbott et al., 2016).

Several tracers are well suited to determine residence times for timescales relevant to nutrient pollution, including $^3\text{H}/^3\text{He}$ and chlorofluorocarbons (CFCs), because the atmospheric concentration of these gases were altered by human activity coincident with the great acceleration of nutrient loading in the mid-1900s (Aquilina et al., 2012b; Cook and Herczeg, 2000; Labasque et al., 2014; Steffen et al., 2015; Visser et al., 2014). However, CFC methods now lack resolution in the 5–20 years range because their atmospheric concentrations peaked around 1998 following their prohibition by the Kyoto Protocol (Fig. 1). This reversal of atmospheric trends means any measured concentration between 1995 and 2018 corresponds to two dates. Additionally, $^3\text{H}/^3\text{He}$ and CFC samples are relatively difficult to collect and costly to analyze, limiting their use to infer residence times of groundwater in remote environments and much of the developing world. Therefore, there is great interest in developing new tracers for inferring mean residence time of young groundwater (Morgenstern et al., 2010; Peters et al., 2014; Tesoriero et al., 2005).

One promising family of potential groundwater tracers is natural weathering products such as Ca^{2+} , Na^+ , and dissolved silica (DSi) (Abbott et al., 2016). DSi has been found to be correlated with apparent

age in several site-specific studies (Böhlke and Denver, 1995; Burns et al., 2003; Clune and Denver, 2012; Denver et al., 2010; Edmunds and Smedley, 2000; Kenoyer and Bowser, 1992; Kim, 2002; Lindsey et al., 2003; Morgenstern et al., 2015; Morgenstern et al., 2010; Peters et al., 2014; Rademacher et al., 2001; Stewart et al., 2007; Tesoriero et al., 2005). However, variability of weathering rates has not been precisely investigated and DSi has rarely been considered a robust tracer of groundwater age, though it has been used as a relative indicator of residence time (Beyer et al., 2016; Edmunds and Smedley, 2000). Two specific challenges to using DSi as a widespread proxy of mean residence times are: 1. DSi lacks a time-based modeling framework and 2. it is unknown if silicate weathering rates are stable enough at geologic formation to regional scales to practically exploit DSi concentration.

In this context, we developed a new approach using groundwater DSi to determine residence time distributions (RTDs) by calibrating apparent silicate weathering rates with atmospheric groundwater age tracers (CFCs). We were motivated by the following questions: 1. Over what timescales can DSi be used as a tracer of groundwater age? 2. How variable is the rate of silicate weathering among shallow aquifers, i.e. a few tens of meters deep, with different lithology? We hypothesized that a simple zero-order kinetic reaction could simulate weathering rate in shallow aquifers, because hydrolysis would remain transport-limited to thermodynamically-limited on decadal timescales (detailed in Section 2.1). Conversely, a time-variant weathering rate (i.e. a first order kinetic reaction) would be necessary to account for mineral equilibrium limitation in aquifers with longer residence times and a broader range of residence times (Appelo and Postma, 1994; Maher, 2010). We tested these hypotheses by modeling residence time distributions (RTDs) and weathering dynamics in 5 shallow crystalline aquifers with contrasting lithology in Brittany and the Vosges Mountains, France. We used conventional groundwater chemistry and dissolved CFCs from agricultural and domestic wells to calibrate chemodynamic models for each catchment, using an inverse Gaussian lumped parameter model to simulate RTDs. We compared our approach with previous methods and explored potential applications for regional issues of groundwater quality.

2. Approach, catchment description, and geochemical data

2.1. Silicate weathering and DSi concentration

Natural weathering products like DSi are cheap to measure and potentially contain additional information on residence time distribution compared to atmospheric tracers. Indeed they are sensitive to the overall residence time in both the unsaturated and saturated zones (Fig. 2), whereas atmospheric tracers are only sensitive to the residence time in the saturated zone (Cook and Herczeg, 2000).

Weathering is a rate-limited, non-equilibrium reaction consisting of physical, chemical, and biological processes that occur when mineral surfaces (e.g. bedrock) are exposed to water flow (Anderson et al., 2002). Weathering occurs in virtually all terrestrial environments including soils, sediments, and subsurface aquifers, and depends partly on the time that groundwater has spent in contact with the rock (Maher, 2011). Silicate weathering is the predominant weathering process because silicate minerals constitute >90% of the Earth's crust (White, 2008).

As water moves through porous or fractured silicate substrate, it dissolves some silica by hydrolysis (Maher, 2010). When surface water enters the subsurface, the initial rate of silica hydrolysis is determined solely by the contact area between water and rock (*surface-limited weathering*). As water percolates deeper, DSi concentration increases at the rock-water interface, slowing hydrolysis unless diffusive and advective mixing remove weathering products from the interface (*transport-limited weathering*). Finally, as DSi concentration in the whole water mass approaches saturation, second-order equilibrium

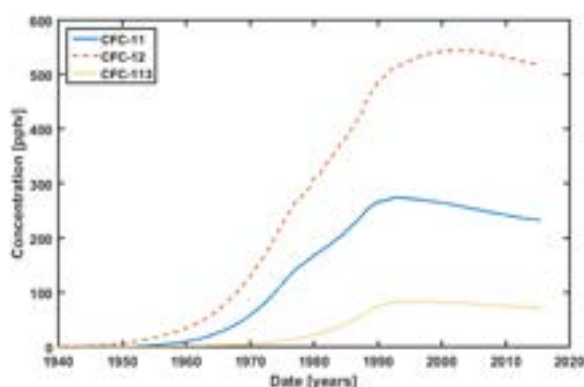


Fig. 1. Atmospheric time series of CFC concentrations [pptv] since 1940. The lack of variations since the 2000s limits their resolution in the last 20 years. Adapted from (Cook and Herczeg, 2000).

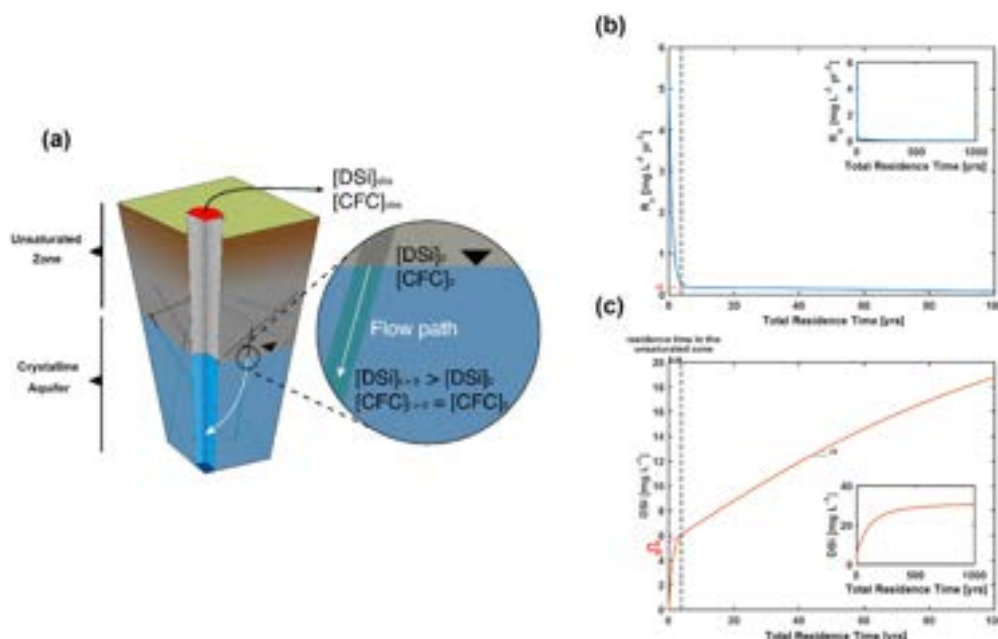


Fig. 2. Weathering dynamics justifying our hypothesis of a zero-order kinetic reaction for the weathering of silicate minerals in shallow crystalline aquifers. On the time scales considered (5–50 years), the weathering rate α can be considered constant due to transport-limited and thermodynamically-limited conditions (Maher, 2010). (a) Conceptual scheme illustrating the evolution of a groundwater flow path from the unsaturated zone into the shallow aquifer. (b) Corresponding weathering rate evolution on two different timescales. (c) Resulting DSi groundwater concentration evolution along a groundwater flow path.

reactions control hydrolysis through precipitation of secondary phases (*thermodynamically-limited weathering*) (Ackerer et al., 2018; Lucas et al., 2017; Maher, 2010). Consequently, hydrologic processes directly mediate weathering rate, because the speed and routing of water flow control the transport of solute and the cumulative mineral surface encountered by a volume of water.

Differences in weathering rates along and among flow lines can create spatial variations in DSi concentrations, depending on multiscale dispersive and mixing transport processes (Gelhar and Axness, 1983). While the signature of detailed water-rock interactions is progressively erased by mixing processes, the homogenized concentration is more representative of mean weathering rate. Bulk transport models, including lumped parameter models, have been developed to analyze the distribution of residence times making up a mean value on the basis of realistic transport conditions (Green et al., 2014; Haggerty and Gorelick, 1995; Maloszewski and Zuber, 1996). Because these models simulate recharge conditions and transfer processes through time, they can integrate both atmospheric and lithologic tracers, providing a flexible framework for inferring transport and weathering information from multiple proxies of fundamental physical and chemical processes (Abbott et al., 2016; Marçais et al., 2015). Specifically, lumped parameter models overcome practical limitations in inferring weathering rates and determining residence times (e.g. determining the mixing that led to observed CFC concentrations), by explicitly accounting for vertical sample integration in wells and the diversity of flow paths contributing to that point (Maher and Druhan, 2014; Marçais et al., 2015).

2.2. Catchment description

We assessed the suitability of DSi as a groundwater age tracer with data from five catchments. Four of the five study catchments (Fig. 3) are located in Brittany, France, where the climate is oceanic and average precipitation ranges from 900 mm yr⁻¹ in Plœmeur and Guidel catchments to 960 mm yr⁻¹ in Pleine Fougères and Saint Brice catchments (Jiménez-Martínez et al., 2013; Thomas et al., 2016a; Touchard, 1999). Land use in all these catchments is dominated by agriculture (i.e.

70–90% of arable land used for row crops) and in one of them, the aquifer is intensively pumped for municipal water supply (Plœmeur, hereafter the *pumped catchment*; pumping rate = 110 m³ hr⁻¹). The Pleine Fougères, Saint Brice and Guidel catchments are designated hereafter as *agricultural catchments* 1, 2, and 3, respectively. The fifth catchment is located in the Vosges Mountain (Strengbach, hereafter the *mountainous catchment*), in a forested region with elevation ranging from 880 to 1150 m, an oceanic mountainous climate, and average annual precipitation of 1400 mm yr⁻¹ (Pierret et al., 2014; Viville et al., 2012). Though all 5 catchments are underlain by crystalline bedrock (Fig. 3), they differ in underlying lithology (granite or schist) and catchment size (from 0.8 to 35 km²; Table 1). They all have slightly acidic groundwater with pH between 5 and 7 (Table 1). Groundwater temperature is more variable among the catchments, ranging from 8 °C in the high-elevation mountainous catchment to ~13 °C in the lowland Brittany catchments. The pumped catchment displays the strongest spatial variability of groundwater temperature, varying between 12 and 17 °C due to the pumping activity (Table 1). References detailing the different characteristics of the sites are listed in Table 1.

2.3. Geochemical data

For each catchment, we analyzed CFC-12, CFC-11, CFC-113, and DSi concentrations determined during field campaigns between 2001 and 2015. We only used sampling dates where DSi and at least one CFC were simultaneously measured. Because the sampling of DSi and CFCs is relatively straightforward (a filtered and acidified water sample for DSi and water collected in a stainless-steel vial for CFCs), there were multiple, spatially-distributed replicates for each catchment corresponding to different sampling wells or sampling campaigns (i.e. 32 replicates on average for each catchment, see Table 1). DSi was quantified as H₄SiO₄ (mg L⁻¹), from 0.2 µm filtered and acidified samples by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) at the Geosciences Rennes laboratory, with an uncertainty of ±2% (Bouhnik-Le Coz et al., 2001; Roques et al., 2014b). CFC concentrations were measured by purge and trap gas chromatography at the CONDATE EAU laboratory, at the OSUR in the University of Rennes 1 (France), with a precision

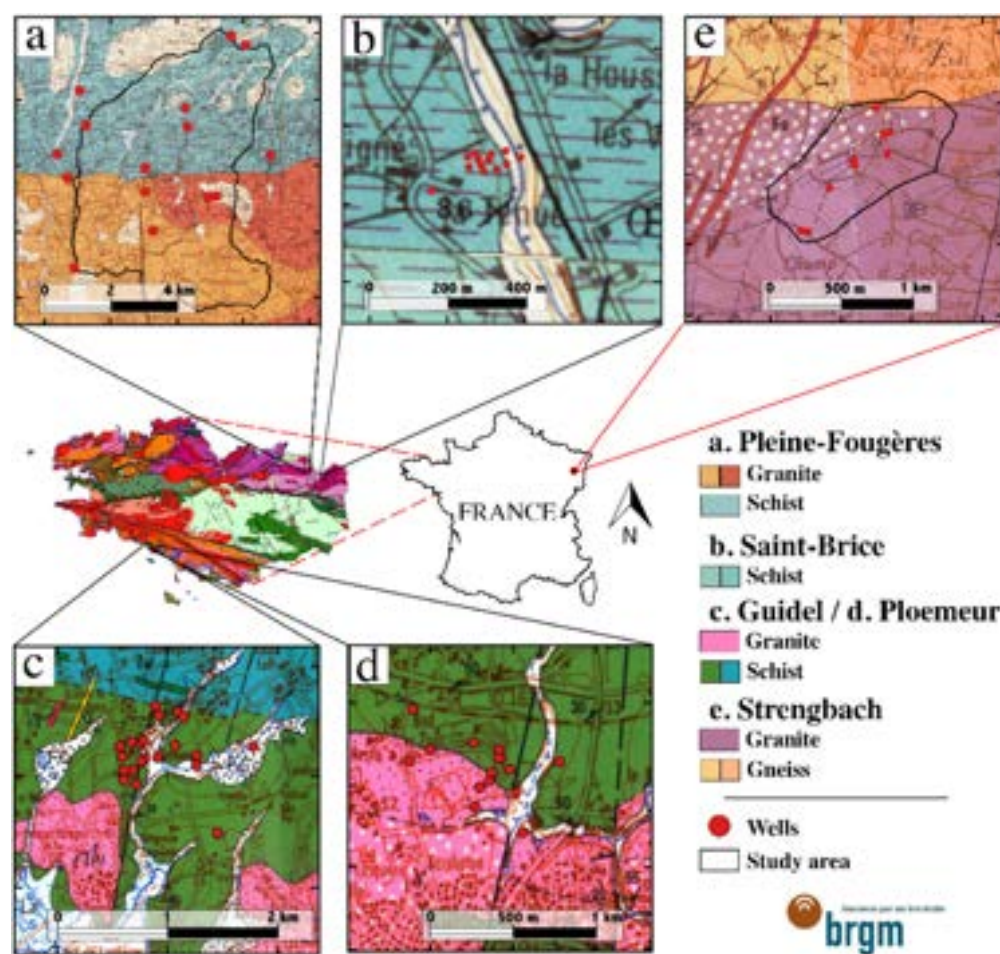


Fig. 3. Site locations on the geological map of Brittany (center-left) with detailed site maps of lithology and well location for (a) Pleine Fougères, (b) Saint Brice (c) Guidel, and (e) Plœmeur, which is a pumping site for drinking water supply. (d) Strengbach is a headwater located in the Vosges Mountains (east part of France). Adapted from the Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) data.

of $\pm 4\%$ for high concentrations and $\pm 20\%$ for samples near the quantification limit (0.1 pmol L^{-1} ; Labasque et al. (2014); Labasque et al. (2006)). Dissolved concentrations were converted to atmospheric partial pressures (pptv) with Henry's law, considering gas solubility and excess air effects (Busenberg and Plummer, 1992). Samples showing obvious

contamination with CFCs were excluded from the analysis (7% of samples were above the maximum atmospheric concentration of CFC). Contamination, which occurred primarily at the pumped catchment, was likely due to manufacturing or maintenance activities in the nearby military airport.

Table 1

Characteristics of the study sites. The sites display contrast in size, lithology, and geochemical conditions especially regarding water temperature. For the unsaturated zone thickness, the minimum, average and maximum thickness of the unsaturated zone (m) are reported.

Catchment ID	Catchment Name	Area (km ²)	Lithology	Number of Wells	Number of data (number of data used)	Percentage of polluted data	pH	Water temperature (°C)	Unsaturated zone thickness (m)	Supplementary information	References
Agricultural catchment 1	Pleine Fougères	35	Granite (50%) and Schist (50%)	18	21(20)	0%	5.2–7.2	11–14	–	Moderate agricultural inputs	(Kolbe et al., 2016)
Agricultural catchment 2	Saint Brice	1	Mainly Schist	11	48(45)	6%	5.3–7.1	12–14.6	2.2–5.1–9.4	Moderate agricultural inputs	(Roques et al., 2014b)
Agricultural catchment 3	Guidel	2.9	Schist	10	18(18)	0%	–	14–14.7	0.5–5.3–18	1 km from the sea - Moderate agricultural inputs	(Bochet, 2017; Bochet et al., under revision)
Pumped catchment	Plœmeur	2.5	Granite and Schist	16	65(58)	11%	5.4–6.5	12–17.3	7–12–30	Pumping site	(Le Borgne et al., 2006; Leray et al., 2012)
Mountainous catchment	Strengbach	0.8	Granite	11	17(17)	0%	5.6–7	7.6–9.3	0–2.5–6	Mountainous headwater (Vosges)	(Chabaux et al., 2017; Viville et al., 2012)

3. Modeling residence times and silicate weathering rates

To test our regional uniformity hypothesis, we simultaneously inferred residence times and silicate weathering rates for all five catchments, using data from the spatially distributed replicates within each catchment to derive representative weathering rates. We developed a standardized methodology requiring minimal a priori information to calibrate the lumped parameter models for the determination of RTDs. CFCs and DSI concentrations were jointly used to calibrate the lumped parameter models for each replicate (i.e. well), while weathering rates were optimized for each catchment to minimize the overall mismatch between modeled and measured concentrations. Following this procedure, silicate weathering rates were derived from DSI concentrations calibrated with CFC concentrations, which showed broad variability in mean residence time among sites.

Because CFC concentrations depend primarily on the date of groundwater recharge, while DSI concentration depends on water-rock interactions, these two tracers potentially contain complementary information about RTDs. In the following sections, we present the assumptions about weathering and types of RTDs, and then detail the calibration strategy aiming at determining weathering at the scale of the catchment and RTD properties for each well.

3.1. Weathering assumptions

Chemical weathering of silicate minerals is the net result of the dissolution of primary silicate minerals minus the precipitation of secondary mineral formation (Anderson and Anderson, 2010). To model the effect of residence times on overall observed DSI concentrations, we considered that precipitation and dissolution rate constants lead to a net weathering rate α [$\text{mg L}^{-1} \text{yr}^{-1}$], which corresponds to the enrichment rate of groundwater in DSI.

At the intermediate scale (10s to 100s of meters), this net weathering rate encounters a rapid transition from surface-limited to transport-limited weathering. During this transition, weathering rates may differ in the unsaturated zone as minerals differ from the deeper unaltered zone and water contains lower DSI concentrations, which together favor surface reaction-limited processes. While we did not estimate unsaturated zones weathering rates, we did account for differences in DSI concentration at the water table (see next paragraph). Time-based observations in crystalline formations show that weathering rates do not depend on residence times for groundwater older than few months to decades, due to transport and thermodynamic controls, which sustain the weathering (Ackerer et al., 2018; Maher, 2010; White and Brantley, 2003). Given that the shallow crystalline aquifers investigated in this study have CFC apparent ages >25 years (Ayraud, 2005; Ayraud et al., 2008; Kolbe et al., 2016; Leray et al., 2012; Roques et al., 2014a), we assumed that α stays constant i.e. that the net weathering follows a zero-order kinetic reaction.

The DSI concentration from the dissolution of silicates in the unsaturated zone is assumed to lead to an initial DSI concentration C_{Si}^0 , which does not depend on the groundwater residence time t (i.e. the amount of time water spends in the unsaturated zone may be unrelated to the subsequent residence time in the aquifer). t only represents the residence time in the aquifer because it is inferred from CFC concentrations, which equilibrate at the water table (Fig. 2a). Therefore, assuming a constant weathering rate α and an initial DSI concentration C_{Si}^0 reached at the water table results in a linear expression of the DSI concentration as a function of the residence time t [yr]:

$$C_{Si}^{prod}(t) = \begin{cases} \alpha t + C_{Si}^0 & \text{if } t < t_{\max} \\ C_{Si}^{\max} = \alpha t_{\max} + C_{Si}^0 & \text{if } t \geq t_{\max} \end{cases}, \quad (1)$$

where $t_{\max}$ is the time at which groundwater becomes saturated in DSI (i.e. precipitation or removal equals dissolution). Indeed, at larger scale, mineral equilibrium can be reached. However, recent hydrogeochemical modeling of weathering in the mountainous catchment showed that silica equilibrium is not reached until kilometers of transport, much farther than typical flow distance between recharge areas and sampling wells or surface water features (Ackerer et al., 2018; Kolbe et al., 2016; Lucas et al., 2017). Additionally, for many catchments there is a negligible contribution of groundwater with residence times longer than 100 years (age at which the groundwater is likely to encounter DSI saturation) as shown by the presence of CFCs in the groundwater of these catchments. Therefore, C_{Si}^{prod} only depends on residence time t , weathering rate α and initial DSI concentration C_{Si}^0 at the water table.

3.2. Modeling groundwater mixing

Multiple geological, topographical, and hydraulic factors influence RTDs. Distributed groundwater flow and transport models were previously developed for the agricultural catchment 1 and the pumped catchment, showing that the general shape of the RTDs can be well approximated by an inverse Gaussian function in most cases (Kolbe et al., 2016; Marçais et al., 2015). Inverse Gaussian distributions have proved especially efficient for providing accurate predictions of distribution quantiles and integrated renewal times within the time range where information can theoretically be extracted from CFC tracers (i.e. 0–70 years, Fig. 1). Previous studied sites have also shown that the choice of the lumped parameter model is not critical as long as it has two parameters and is unimodal (Eberts et al., 2012; Kolbe et al., 2016; Marçais et al., 2015). Inverse Gaussian distributions have the additional advantage of being physically grounded as they are the solution of the 1D advection dispersion equation:

$$f_{\mu,\sigma}(t) = \frac{1}{\sigma} \sqrt{\frac{\mu^3}{2\pi t^3}} \exp\left(-\frac{\mu(t-\mu)^2}{2\sigma^2 t}\right), \quad (2)$$

where t is the residence time, μ is mean time and σ is the standard deviation. The two degrees of freedom of an inverse Gaussian distribution are sufficient to adapt to most observed hydraulic conditions found in upland sites, which show narrow distributions similar to Dirac distributions, and in lowland sites near the surface flow outlet, which express more exponential shapes (Haitjema, 1995). We therefore used inverse Gaussian distributions for all catchments, though a different lumped parameter model's choice could be easily implemented if hydraulic conditions required it (Leray et al., 2016).

Inferring RTDs with an inverse Gaussian LPM requires determining two parameters: the mean residence time μ and the standard deviation σ of the distribution. For a given Inverse Gaussian RTD $f_{(\mu,\sigma)}$, the concentrations in CFCs can be modeled as:

$$\begin{aligned} C_{CFC-12}^{mod}(t_s, \mu, \sigma) &= \int_0^{+\infty} C_{CFC-12}(t_s - u) \cdot f_{(\mu,\sigma)}(u) du \\ C_{CFC-11}^{mod}(t_s, \mu, \sigma) &= \int_0^{+\infty} C_{CFC-11}(t_s - u) \cdot f_{(\mu,\sigma)}(u) du, \\ C_{CFC-113}^{mod}(t_s, \mu, \sigma) &= \int_0^{+\infty} C_{CFC-113}(t_s - u) \cdot f_{(\mu,\sigma)}(u) du \end{aligned} \quad (3)$$

where u is the residence time, t_s is the sampling date, $t_s - u$ is the recharge date (when the water reaches the water table) and C_{CFC} is the corresponding CFC atmospheric time series (Fig. 1). Integrating over all the potential residence times, the product of the RTD $f_{(\mu,\sigma)}$ with the CFC concentration present at the water table at $t_s - u$ gives the modeled

CFC concentration. Similarly, the modeled concentration in DSi can be expressed as:

$$C_{Si}^{mod}(\alpha, C_{Si}^0, \mu, \sigma) = \int_0^{+\infty} C_{Si}^{prod}(\alpha, C_{Si}^0, u) \cdot f_{(\mu, \sigma)}(u) du, \quad (4)$$

where C_{Si}^{prod} is the DSi concentration produced during the residence time u via weathering (Eq. (1)). Eqs. (3) and (4) give the modeled concentrations of CFCs and DSi, which depend on the LPM parameters (μ, σ), and on the catchment-based weathering parameters (α, C_{Si}^0), related to site characteristics.

3.3. Calibration strategy: inferring conjointly RTDs and silicate weathering rates

With N wells on a given catchment and N concentrations of CFCs and DSi ($C_{CFC-12k}^{mes}, C_{CFC-11k}^{mes}, C_{CFC-113k}^{mes}, C_{Si}^{mes}$) $_{1 \leq k \leq N}$, the calibration strategy consisted in optimizing together (i.e. for the N datasets) the weathering rate α , the initial concentration of DSi C_{Si}^0 , and the best inverse Gaussian LPMs (μ_k, σ_k) $_{1 \leq k \leq N}$ for each of the N wells. We defined the following objective function to optimize the calibration:

$$\Phi(\alpha, C_{Si}^0, \mu_1, \sigma_1, \dots, \mu_N, \sigma_N) = \frac{1}{3N} \sum_{k=1}^N \left[\left| \tilde{C}_{Si}^{mes} - \tilde{C}_{Si}^{mod}(\alpha, C_{Si}^0, \mu_k, \sigma_k) \right| + \min \left(\left| \tilde{C}_{CFC-12k}^{mes} - \tilde{C}_{CFC-12k}^{mod}(t_{sk}, \mu_k, \sigma_k) \right| + \left| \tilde{C}_{CFC-11k}^{mes} - \tilde{C}_{CFC-11k}^{mod}(t_{sk}, \mu_k, \sigma_k) \right|, \left| \tilde{C}_{CFC-113k}^{mes} - \tilde{C}_{CFC-113k}^{mod}(t_{sk}, \mu_k, \sigma_k) \right| \right) \right], \quad (5)$$

where $\tilde{C}$ are the standardized and centered values of C . In Eq. (5), the minimum conveys that we only retain the two most coherent CFC concentrations with their respective modeled counterparts out of the three CFC concentrations available (Jurgens et al., 2012).

Because of some non-convexity of the objective function Φ , we use a two-step optimization method with an initial calibration of α, C_{Si}^0 with the simulated annealing Monte-Carlo method in MATLAB (Ingber, 2000), and a second gradient-based Levenberg-Marquardt optimization to complete the reduction of the set of parameters. Using this methodology, weathering rates were compared among the catchments to test for regional differences in weathering rate.

4. Results

We first report observed CFC and DSi concentrations for the different catchments and then use the methodology presented in Section 4 to derive the catchment-level weathering rates and individual well RTDs.

4.1. Observed CFC and DSi concentrations

The relationship between CFCs and DSi was generally negative, though the strength of the relationship and range of values varied by catchment (see Fig. 4). Given the theoretical relationship between CFCs and DSi, Fig. 5 shows the concentrations of CFC-12 and DSi that can be reached with Inverse Gaussian RTDs, whatever their mean and standard deviations in the range of 0–100 years for the two silicate weathering rates, i.e. ($\alpha = 0.25 \text{ mg L}^{-1} \text{ yr}^{-1}, C_{Si}^0 = 4 \text{ mg L}^{-1}$) and ($\alpha = 0.5 \text{ mg L}^{-1} \text{ yr}^{-1}, C_{Si}^0 = 8 \text{ mg L}^{-1}$). Each point represents an Inverse Gaussian RTD with specific parameters. Sampling well data of the agricultural catchment 1 are shown as green triangles on the same plot for illustrative purposes and the best RTD associated for each well sampled is represented among the different Inverse Gaussian RTD by orange circles. The lower weathering scenario ($\alpha = 0.25 \text{ mg L}^{-1} \text{ yr}^{-1}, C_{Si}^0 = 4 \text{ mg L}^{-1}$) explained much of the variability observed in the CFC-12 and DSi

concentrations, suggesting that it is closer to the in situ rate. The difference between the two envelopes underlines the high sensitivity of the weathering model and gives some preliminary illustration of the capacity of extracting meaningful weathering properties.

4.2. Catchment-based optimal weathering rates

We applied the same optimization method for each of the 5 catchments. ρ (the average model error) varied significantly among catchments, with relatively small values (below 0.25) for most of the catchments, but higher values for the pumped catchment ($\rho = 1.64$; Table 2). Optimal weathering rates were relatively similar among catchments, especially for the agricultural catchments, which ranged from 0.20 to 0.23 $\text{mg L}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ (CV = 7%), demonstrating regional consistency among different rock types. The weathering rate was significantly slower (0.12 $\text{mg L}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) in the mountainous catchment and significantly faster in the pumped catchment (0.31 $\text{mg L}^{-1} \text{ yr}^{-1}$).

Optimal initial DSi concentrations (C_{Si}^0) displayed some variability with a coefficient of variation of 19% among catchments. On the extremes, the mountainous catchment showed an initial DSi of 2.9 mg L^{-1} while the pumped catchment had an initial concentration of 5.0 mg L^{-1} , likely due to differences in weathering in the unsaturated zone.

4.3. Models of RTDs

The largest differences between well-level RTDs occurred in the agricultural catchment 2 (Fig. 6). The wells intersecting deep productive fractures had high DSi concentration and low CFC concentrations (Fig. 4) and displayed broad RTDs between 40 and 100 years (Table 2 and yellow and purple curves in Fig. 6). The low CFC concentrations corresponded with the modeled RTDs, which indicated limited modern water (<15 to 20 years' old). High DSi concentration requires much longer timescales and can be modeled as well by the contribution of residence times above 40 years. The water residence time distributions of the shallow wells (blue and red curves of Fig. 6) showed significantly younger water due to the lack of the old water contributions coming from deeper fractures (Fig. 6).

To get an idea of the type of RTDs obtained for the other catchments, we also compared some statistics of the RTDs between sites, obtained with the optimization reported in Table 2. All catchments have RTDs with mean residence times, which range on average between 30 years for the mountainous catchment and 60 years for the agricultural catchment 2.

4.4. Relations between DSi and mean residence times

A byproduct of the calibration of the inverse Gaussian lumped parameter model for the DSi and CFC concentrations was the relation between the modeled mean residence times and the observed DSi concentrations here shown for the three agricultural catchments located in Brittany (Fig. 7). For each catchment, the relation appeared to be linear, reinforcing the consistency between the observed and modeled concentrations, and providing support for the assumptions of the modeling approach. More specifically, the direct proportionality of the DSi concentration to the mean residence time validated weathering assumptions modeled by a zero-order kinetic reaction (Eq. (1)). The linear relations were also similar among catchments with coefficients of variation of respectively 7% and 6%, for the different weathering rates and the initial DSi concentration of the agricultural catchments.

We compared these modeled mean residence times obtained with the CFC and DSi concentrations with the mean residence times calibrated only with the CFC concentrations (Fig. 8). These CFC-only mean residence times were obtained using Eq. (1) without considering DSi concentrations. For each of the wells in the different catchments, the

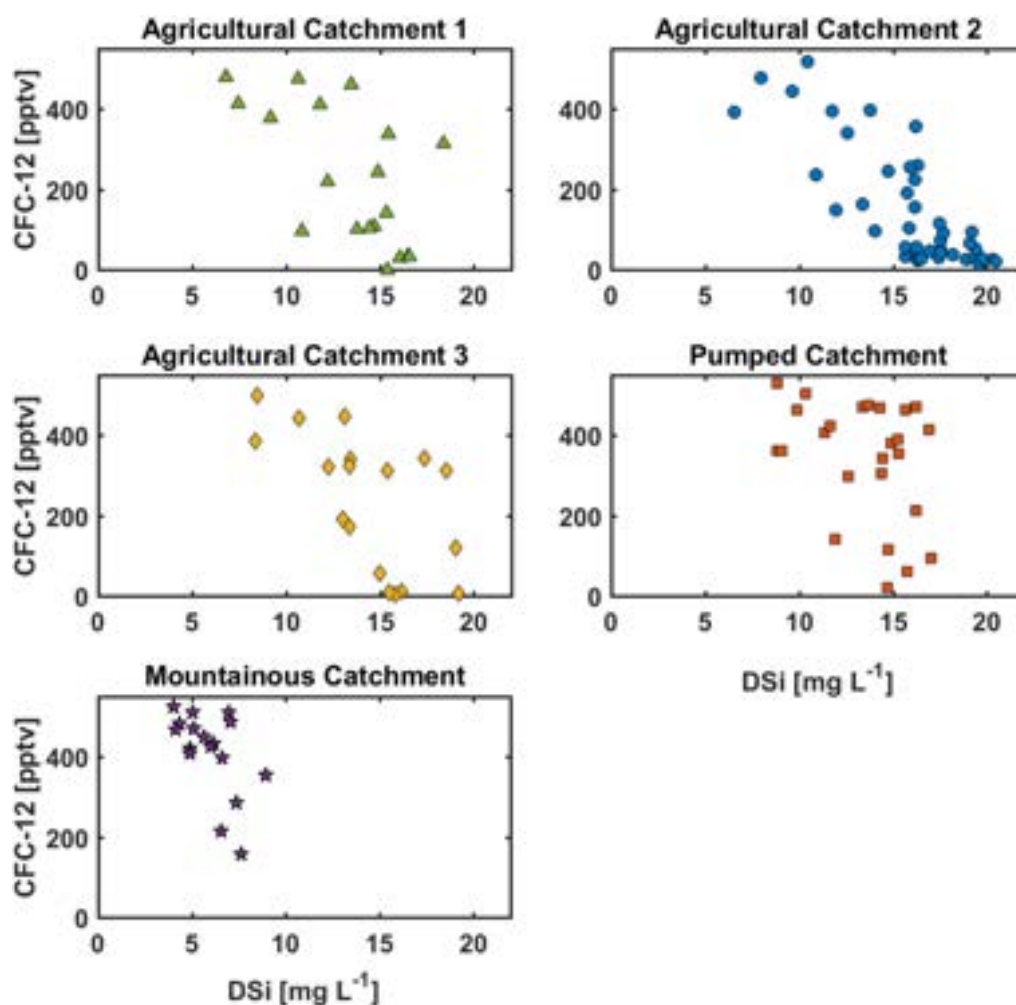


Fig. 4. CFC-12 vs DSi concentrations obtained for each of the field sites.

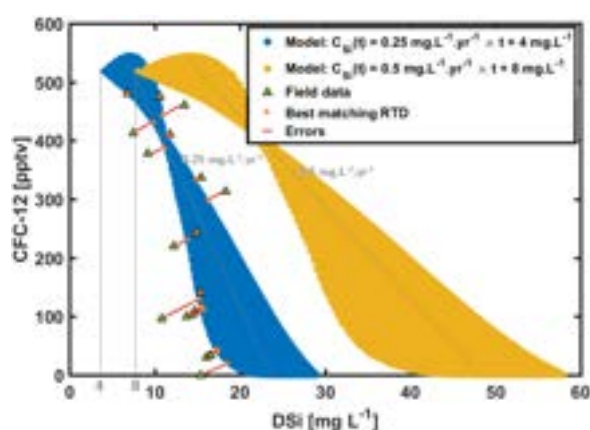


Fig. 5. Calibration methodology. For each dataset representative of one site (Field data), the equation of weathering (1) is optimized by minimizing the sum of the square errors between the well data and their best matching Inverse Gaussian RTD in the RTD model ensemble. Two models ensemble are represented: the blue one with $(\alpha, C_{Si}^0) = (0.25 \text{ mg L}^{-1} \text{ yr}^{-1}, 4 \text{ mg L}^{-1})$ and the yellow one with $(\alpha, C_{Si}^0) = (0.5 \text{ mg L}^{-1} \text{ yr}^{-1}, 8 \text{ mg L}^{-1})$. Notice how C_{Si}^0 controls the horizontal position of the RTDs models in the (CFC, DSi) plot, especially for the young fraction of the RTDs (high CFC-12, low DSi) while α controls the overall DSi spreading of the models ensemble, especially for the old fraction of the RTDs (low CFC-12, high DSi).

mean residence times obtained were quite consistent, especially for mean residence times ranging between 0 and 50 years. For such a time range, a linear regression gives $\mu_{DSi-CFCs} = 1.03 \mu_{CFCs}$ with a R^2 of 0.36.

5. Discussion

While DSi has been used as a site-specific indicator of groundwater residence time (Burns et al., 2003; Kenoyer and Bowser, 1992; Morgenstern et al., 2010; Peters et al., 2014), it was unknown how consistent silica weathering rates were, and consequently if DSi could be a useful tracer at regional scales. In this study, we evaluated the use of DSi for groundwater dating at four catchments in Brittany and one catchment in the Vosges Mountains. The data and our simulations supported the hypothesis that silica weathering can be described by a zero-order kinetic reaction at the catchment scale, and we calibrated silicate weathering laws using CFC atmospheric tracers. We found that DSi provided complementary information to CFC atmospheric tracers on RTDs. The relative stability of weathering rates among the Brittany agricultural catchments validates the use of DSi as a regional groundwater age proxy. We discuss below how these weathering rates may be modified by climatic context (from the oceanic conditions of Brittany to the mountainous climate of the Vosges) and by external factors, e.g. groundwater abstraction. Finally, we discuss the use of DSi for evaluating residence times in unsaturated zones and compare these optimized silicate weathering rates to weathering rates estimated in previous studies.

Table 2

Results obtained from the calibration. ρ is the residual (see Eq. (5)). α is the weathering rate in $\text{mg L}^{-1} \text{yr}^{-1}$, C_{Si}^0 , the initial DSi concentration in mg L^{-1} . The two last columns present some statistics about the parameters of the inverse Gaussian distributions optimized for each well: the average of the mean residence time μ in years and the average of the standard deviation σ in years of the residence time distributions for each catchment.

Catchment	ρ [–]	α [$\text{mg L}^{-1} \text{yr}^{-1}$]	C_{Si}^0 [mg L^{-1}]	mean (μ) [yr]	mean (σ) [yr]
Agricultural catchment 1	0.12	0.20	4.0	52	39
Agricultural catchment 2	0.26	0.22	3.8	60	32
Agricultural catchment 3	0.23	0.23	4.3	52	49
Pumped catchment	1.64	0.31	5.0	40	53
Mountainous catchment	0.19	0.12	2.9	30	59

5.1. Practical use of DSi as a proxy of groundwater residence time

DSi concentration appears to be a highly complementary tracer to atmospheric tracers such as CFCs. For example, at the agricultural catchment 2 (Fig. 6), the comparison of wells of different depths (shallow wells for P3 and T7, and deeper wells for MFT20 and MFT80) revealed that DSi concentration can infer the RTD even when CFCs are not discriminating because they are below their detection limit for older ages (>70 years) or during the flat portion of their atmospheric trend (i.e. the last 0–20 years). These time ranges where CFCs are less informative are further exacerbated by the widening of the concentration area reachable by the inverse Gaussian function towards lower and higher CFC-12 concentration (Fig. 5). For such CFC range (for example, for CFC-12 between 450 and 550 pptv and between 0 and 50 pptv), DSi is particularly useful to better characterize RTD. The comparison between the modeled mean residence times and those calibrated only with CFCs (Fig. 8) also displayed an increased consistency for the time range between 0 and 50 years. For mean residence times above 50 years, DSi appears to give complementary information to mean residence times from CFCs as depicted by the increased variability of mean residence times around the identity line $y = x$.

The bulk linear relation for weathering rate (Eq. (1)) is also of interest for dating purposes as DSi concentrations can be seen as a direct proxy of the mean residence time (Fig. 7), which is not the case for other tracers such as CFCs (Fig. 1) (Leray et al., 2012; Marçais et al., 2015; Suckow, 2014). While this result has been obtained with a specific Lumped Parameter Model (inverse Gaussian), it is generally applicable for a broad range of distributions as it relies on the zero-order weathering assumption that leads to a linear dependence of the DSi concentration on residence times (Eq. (1)).

Even if the small residuals obtained in Table 2 indicate that the inverse Gaussian model may be appropriate for RTDs, other types of

distributions, like the Gamma distribution, can be tested to assess the sensitivity of the LPM choice to the RTD-related prediction. For the agricultural catchment 1 and the pumped catchment, shapes of the Inverse Gaussian LPM as well as the statistics obtained regarding the optimized RTDs (Table 2) are consistent with results obtained synthetically from calibrated 3D flow and transport models developed for these aquifers (Kolbe et al., 2016; Leray et al., 2012).

The 5 to 100 years' time range of the RTDs observed here is the most favorable case for using DSi for groundwater dating since it leads to thermodynamic-limitation conditions which sustains chemical weathering (Maher, 2010). Even though weathering rates α might be quite variable between different crystalline rock types, the fluid-rock contact time controls the evolution of DSi concentrations for residence times ranging from years to decades (5–100 years) where dissolution is the dominant process. On the contrary, attainment of the mineral equilibrium restricts the use of DSi for estimating longer residence times (>300 years) when dissolution is balanced by re-precipitation (Edmunds and Smedley, 2000).

5.2. Stability of silica weathering rates at the regional scale

5.2.1. DSi as a robust regional groundwater age proxy

Our results indicate that DSi can be used as groundwater age tracing tool in relatively diverse geologic contexts, as indicated by the consistency of the weathering rates for the different Brittany catchments (Fig. 7). This homogeneity suggests that only a few mineral phases are responsible for silica production in the studied residence-time range; typically phyllosilicates, plagioclase, and accessory minerals such as apatite are the major sources of silica (Aubert et al., 2001). Applying a uniform weathering rate ($0.22 \text{ mg L}^{-1} \text{yr}^{-1}$) and initial DSi concentration (4.0 mg L^{-1}) can provide a first order estimate of mean residence

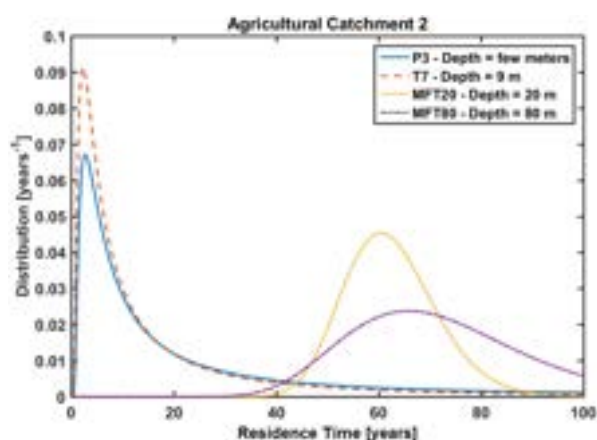


Fig. 6. Illustration of the calibrated Inverse Gaussian RTD obtained on the agricultural catchment 2 (Saint Brice). The wells lying in the shallowest part of the aquifers have small residence times and exponential shapes. The wells lying in the deepest part of the aquifer display some skewed distributions.

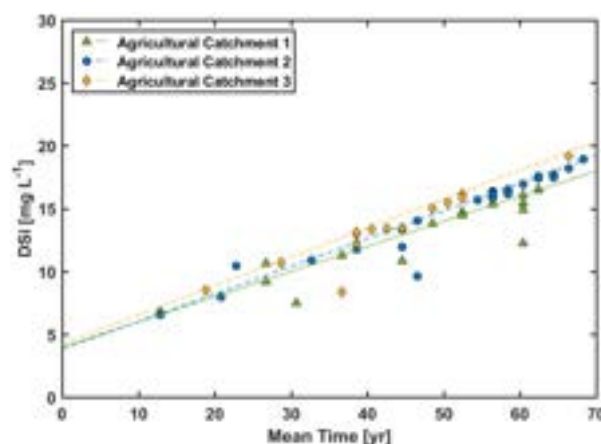


Fig. 7. Measured DSi concentration versus the optimized mean residence time of the inverse Gaussian lumped distribution for three of the Brittany sites. Straight lines represent the optimized weathering law for each of the sites. Note that it fits the measurements. Considering a constant weathering rate allows direct interpretation of DSi apparent ages into mean residence times.

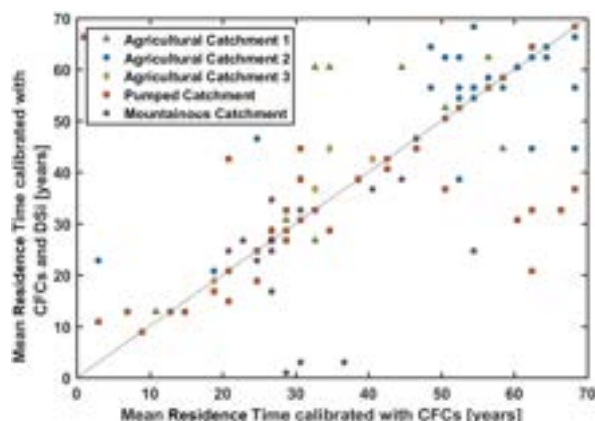


Fig. 8. Comparison between the mean residence time obtained with CFCs and DSI concentrations with those obtained only with the CFC concentrations.

time, as displayed by the blue curve presented in Fig. 9 compared to the weathering rates of each of the Brittany catchments displayed in Fig. 7. The relatively small error associated with catchment specific differences justifies the possible use of DSI as a regional groundwater dating tracer, as long as a weathering law can be applied based on similar catchments or land lithologies. If more complete modeling is available, the choice between weathering laws can be bypassed by directly solving the mass balance of the geochemical water content (Burns et al., 2003).

Silicates are ubiquitous in most geological matrices, including crystalline and sedimentary rocks (Iler, 1979). There is some evidence for using DSI as a groundwater age proxy in other rock types (e.g. sedimentary rocks coming from glacial deposits, see Section 5.4) (Becker, 2013; Kenoyer and Bowser, 1992). DSI concentration is widely measured and accessible through public observatories and databases (Abbott et al., 2018; De Dreuzy et al., 2006; Thomas et al., 2016b). While previous studies have shown dependency of weathering rates on lithology and climate (White and Blum, 1995; White et al., 1999; White et al., 2001), DSI might be considered a “contextual tracer”, allowing at least local and potentially regional groundwater dating (Beyer et al., 2016).

A major advantage of DSI is that it persists in open surface waters (e.g. lakes and streams), whereas other tracers of intermediate transit times such as $^3\text{H}/\text{He}$ and CFCs quickly equilibrate with the atmosphere. Additionally, because artificial sources are few and background concentration is usually high, DSI is robust to contamination, unlike CFCs,

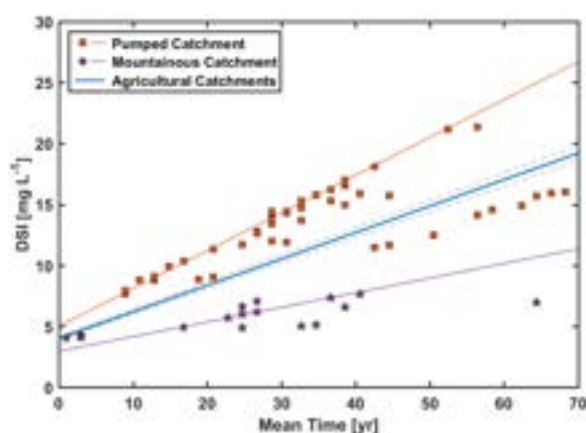


Fig. 9. DSI concentrations versus the optimized mean residence time of the inverse Gaussian displayed for each wells for the mountainous and the pumped catchment. Straight lines represent the optimized weathering law for each of the sites. Note that it fits the measurements. Considering a constant weathering rate enables to indistinctly consider Si apparent ages and mean residence times.

which cannot be in contact with the atmosphere during sampling nor with any plastic surfaces (Labasque et al., 2014). However, uptake of DSI by some vegetation and diatoms could potentially limit the use of DSI in some environments especially during the growing season (beginning of summer) (Delvaux et al., 2013; Pfister et al., 2017). This uptake is more likely in large rivers systems where DSI spend enough time to be effectively captured by diatoms whereas it is less prone to occur in headwaters systems with much smaller stream residence times (Hughes et al., 2013). To track this potential additional process into account, diatom uptake could be modeled (Thamtrakoln and Hildebrand, 2008) and/or isotopic DSI ratios could be investigated to link in stream DSI concentration to mean transit time (Delvaux et al., 2013).

5.2.2. Comparison between the agricultural catchments and the mountainous catchment

Weathering rates were relatively constant within a given regional geological and climatic context (e.g. for the three catchments in Brittany), but they were significantly different from the mountainous catchment (Vosges Mountains). Differences in lithology could control overall weathering rates, but this was not supported by the observed homogeneity of the weathering rate across different lithologies (Section 5.2.1). Acidity could not either explain this variability, as pH was comparable for all the catchments (Table 1). The lower rates in the mountainous catchment may be due to a difference in climatic conditions (i.e. temperature and rainfall) between Brittany and the Vosges Mountain (Table 1). The ~3 factor difference between DSI in the Vosges and Brittany could be explained by the combined effect of the groundwater temperature difference (~6 °C) and precipitation difference (~1.5-fold). Indeed, temperature affects weathering rates by one order of magnitude from 0 to 25 °C (White and Blum, 1995; White et al., 1999). This increase is further emphasized by increasing recharge fluxes, which is related to rainfall conditions. Another effect which could explain the difference for the mountainous catchment is lack of anthropogenic pressure related to agriculture. Brittany is a region of intensive agriculture characterized by high nitrogen loads, which induce soil acidification. High weathering rates have been observed related to fertilized additions (Aquilina et al., 2012a) which may also partially explain the Vosges-Brittany difference. Anyway, climatic and anthropogenic influences are not exclusive and may be combined to explain the high weathering rate difference.

5.2.3. Effect of groundwater abstraction on the weathering rate

The weathering law for heavily-pumped catchment in Plœmeur (orange line, Fig. 9) displayed a substantially higher weathering rate ($0.31 \text{ mg L}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) compared to the average Brittany weathering rate ($0.22 \text{ mg L}^{-1} \text{ yr}^{-1}$). This might be due to the presence of CFC contamination leading to artificially enriched CFC concentrations compared to their actual residence times. The pumped catchment is indeed especially vulnerable to CFC contaminations (Table 1). However, long-term monitoring of CFC and SF_6 and $^3\text{H}/^3\text{He}$ measurements in this site makes the contamination hypothesis unlikely (Tarits et al., 2006). The difference is more likely explained by the facts that: i) high and long-term pumping has mobilized older waters (>100 years), which increase DSI concentrations without substantially altering CFC concentrations (only dilution effect) (Fig. 4); ii) pumping leads to a renewal of groundwater flow paths with more reactive surfaces, leading to an increase of the reactive surface/groundwater ratio.

5.3. Use of DSI for inferring residence times in the unsaturated zone

We hypothesized that the differences in initial DSI concentration are due to residence time in the unsaturated zone, suggesting that DSI concentration at the groundwater table surface (or modeled intercepts) could be used to infer residence times in the unsaturated zone. Indeed the variability in C_Si^0 observed in Table 2 is correlated with the average unsaturated zone thickness (Table 1), a major, though not exclusive,

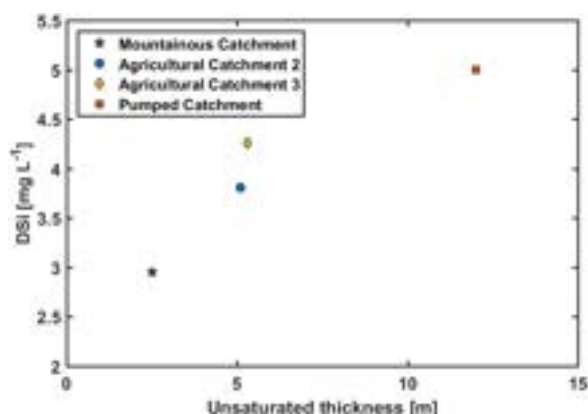


Fig. 10. Initial DSI concentrations versus the average unsaturated zone thickness. The average unsaturated zone thickness of the agricultural catchment 1 was not available.

control on the time spent in the unsaturated zone (Fig. 10). The high DSi_0 for the pumped catchment (5.0 mg L^{-1}) could be due to pumping-induced drawdown of the water table, which significantly increases the unsaturated zone thickness. Likewise, the mountainous catchment has a much shallower water table depth, which might be related to the low initial DSI concentration (2.9 mg L^{-1}). DSI could therefore be a tracer of the full residence time in both unsaturated and saturated zones. Yet, unless weathering rates in the unsaturated zone can be

constrained, DSI estimates would remain qualitative. Through tracing experiments, Legout et al. (2007) estimated the residence time in the mobile-compartment of the unsaturated zone of the Kerrien catchment (South Brittany) as $2\text{--}3 \text{ m y}^{-1}$, which induces weathering rates about 4 times higher than in the saturated zone. However, the ratio mobile/immobile water is unknown but may represent a large fraction of groundwater with long residence-time that may contribute to high DSI. Because the unsaturated zone, including the base of the soil profile, is often the site of elevated rates of biogeochemical activity (e.g. nitrogen retention and removal) (Legout et al., 2005) or storage, constraining the residence time of water and solutes in this zone would allow better estimation of catchment and regional-scale resilience to nutrient loading and overall ecological functioning (Abbott et al., 2016; Meter et al., 2016; Pinay et al., 2015).

5.4. Comparison of weathering rates to previously estimated weathering rates

We compared the weathering rates obtained in this study with previously published studies (Table 3). The catchments considered in these studies have crystalline or sedimentary bedrocks derived from the erosion of crystalline formations. Apparent weathering rates have been estimated by different methods, either by implementing the geochemical evolution of groundwater through advanced reactive transport modeling (Burns et al., 2003; Rademacher et al., 2001) or by directly comparing DSI concentrations with apparent ages derived from atmospheric tracer data (Böhlke and Denver, 1995; Clune and Denver, 2012;

Table 3

Published weathering rates in different catchments obtained either directly or by fitting DSI concentrations against apparent ages. The typical age range gives the spread of the water age data obtained from the different sampled wells. Note that for the Sagehen Springs catchment, ranges of weathering rates are derived for specific minerals (plagioclase or hornblende) as explained in the complementary information.

Catchment	$\alpha \text{ [mg L}^{-1} \text{ yr}^{-1}]$	Geological context	Apparent age range	Complementary information	References
Chesterville Branch	0.34	Permeable sand and gravel units of the fluvial Pensauken Formation and the marine glauconitic Aquia Formation.	5–40 yrs	Part of Locust Grove Catchment	(Böhlke and Denver, 1995)
Morgan Creek Drainage	0.37	Permeable sand and gravel units of the fluvial Pensauken Formation and the marine glauconitic Aquia Formation.	4–50 yrs	Part of Locust Grove Catchment	(Böhlke and Denver, 1995)
Panola Mountain Research Watershed	0.62	Panola Granite (granodiorite composition), a biotite–oligoclase–quartz–microcline granite of Mississippian to Pennsylvanian age.	0–25 yrs	Mainly Riparian Saprolite Aquifer	(Burns et al., 2003)
Bucks Branch Watershed	0.91	Sediments of the Beaverdam Formation.	15–30 yrs	mainly fluvial and estuarine deposits of sand, gravel, silt, and clays	(Clune and Denver, 2012)
Fairmount catchment	0.26	Permeable quartz sand and gravel of the Beaverdam Formation and underlying sandy strata of the Bethany Formation.	5–35 yrs	well-drained settings with relatively deep water tables and thick sandy aquifers	(Denver et al., 2010)
Locust Grove catchment	0.16	Permeable quartz sand and gravel of the Pensauken Formation underlain by highly weathered glauconitic sands of the Aquia Formation.	5–50 yrs	well-drained settings with relatively deep water tables and thick sandy aquifers	(Denver et al., 2010)
Lizzie Catchment	0.36	Several Pleistocene-age terrace deposits that are underlain by a confining unit on the top of the Yorktown Formation.	5–50 yrs	predominantly poorly drained settings with shallow water tables	(Denver et al., 2010)
Willards Catchment	0.83	The lowermost unit of the system is the Beaverdam Sand, which is overlain by a 3 to 8 m thick layer of clay, silt, peat, and sand of the Omar Formation.	0–18 yrs	predominantly poorly drained settings with shallow water tables	(Denver et al., 2010)
Polecat Creek Watershed	1.0	Piedmont crystalline coastal plain sediments and alluvium. Presence of Saprolite.	0–30 yrs	Bedrock garnet-biotite gneiss	(Lindsey et al., 2003)
Crystal Lake, Vilas County (Wisconsin)	3.94	50 m of glacial sediment which overlies Precambrian bedrock.	0–4 yrs	Glacial sediments were eroded from Precambrian bedrock lithologies	(Kenoyer and Bowser, 1992)
Sagehen Springs (CA).	0.17–1.11	Extensive glacial till deposits derived from a combination of andesite and granodiorite basement rocks. The granodiorite consists primarily of plagioclase (40%), quartz (30%), hornblende (20%), and biotite (10%), and the andesite consists primarily of plagioclase (45%) with varying amounts of hornblende (5–25%) and augite (1–25%) and a small amount of glassy groundmass.	0–40 yrs	Range of weathering rate determined for each spring, only for plagioclase mineral.	(Rademacher et al., 2001)
Sagehen Springs (CA).	0.06–0.35		0–40 yrs	Range of weathering rate determined for each spring, only for hornblende mineral.	(Rademacher et al., 2001)
Lizzie Catchment	0.34	Several Pleistocene-age terrace deposits that are underlain by a confining unit on the top of the Yorktown Formation.	5–50 yrs	Unconfined aquifer.	(Tesoriero et al., 2005)

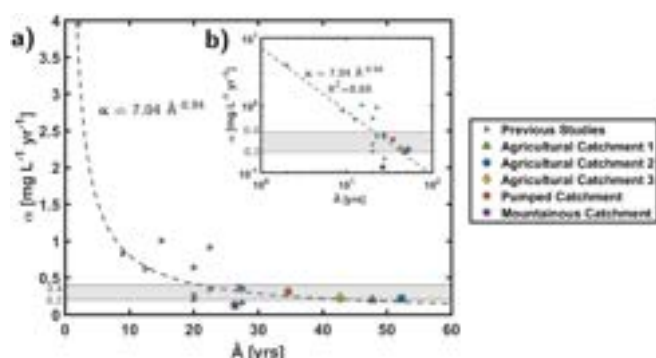


Fig. 11. Silicate weathering rates α against the typical apparent age range $\hat{A}$ from which they have been obtained, in this study and in previous studies (insert: log-log representation, p-value of $2 \cdot 10^{-5}$ obtained for the fit).

Denver et al., 2010). Our methodology is intermediary as it combines lumped residence time distributions with apparent weathering rates and inlet concentrations (atmospheric chronicles for CFCs and initial concentration C_{Si}^0 for DSi).

Except for the data reported in Kenoyer and Bowser (1992), which consists of young groundwater (0–4 yrs), all DSi weathering rates referred in Table 3 are within one order of magnitude (0.1 to $1 \text{ mg L}^{-1} \text{ yr}^{-1}$). For catchments with apparent ages between 10 and 50 years, weathering rates are clustered between 0.2 and $0.4 \text{ mg L}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ (Fig. 11), which is consistent with weathering rates estimated in this study.

The initial decrease of weathering rates with the typical apparent ages might suggest a power law dependence of weathering rates on groundwater age (Fig. 11). However, for older apparent ages, the weathering rates might also stabilize around 20 years (Fig. 11, insert) suggesting a transition from transport-limited to thermodynamically-limited conditions consistent with what has been observed for feldspar minerals (Maher, 2010) with a slightly older transition time (20 years here instead of 10 years). It will require more studies on this residence time range (0–100 yrs) to decide between these two competing hypotheses (power law dependence versus stabilization) and precisely locate the transition time (Ackerer et al., 2018). This could be investigated by systematically combining weathering studies with groundwater age tracer analysis in a diversity of environmental observatories. If predictable rates are not found, the use of a constant weathering rate (Eq. (1)) could be refined by considering a first order kinetic reaction, although it would require the inference of an additional parameter to describe weathering.

6. Conclusion

We investigated the relationship between DSi and groundwater age tracers (CFCs) in five different crystalline catchments, including low-land, mountainous, and actively pumped catchments. For each catchment, we quantified the weathering rate and the RTDs at multiple wells using inverse Gaussian lumped parameter models calibrated with geochemical data. Overall, the DSi was strongly related to the exposure time between rocks and recently recharged groundwater (i.e. between 5 and 100 years). We found that DSi was highly complementary to CFCs, allowing better quantification of RTDs, including in the unsaturated zone and for water masses younger and older than the now rapidly closing CFC use's window. The consistency of DSi weathering rates in three Brittany catchments suggests that DSi may be a robust and cheap groundwater age proxy at regional scales for catchments with comparable geology and climate. We interpreted DSi accumulation differences in the Brittany pumped site and the mountainous region, as a consequence of temperature differences and alterations of flow from groundwater abstraction respectively. If the temperature sensitivity of weathering can be constrained, this tracer

could allow widespread determination of water transit time at the catchment scale for the unsaturated zone, aquifer, and surface waters.

Acknowledgements

We acknowledge the ANR for its funding through the project Soilu-3D under the n° ANR-15-CE01-0006. Dataset was provided by the OZCAR Network (Ploemeur - hydrogeological observatory H+ network; Strengbach - Observatoire Hydrogéochimique de l'Environnement) and the Zone Atelier Armorique (Pleine Fougères). We thank M. Bouhnik-Le-Coz and V. Vergnaud for the chemical analysis. We also thank H. V. Gupta for constructive discussions.

References

- Abbott, B.W., Baranov, V., Mendoza-Lera, C., Nikolakopoulou, M., Harjung, A., Kolbe, T., et al., 2016. Using multi-tracer inference to move beyond single-catchment ecohydrology. *Earth Sci. Rev.* 160:19–42. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.06.014>.
- Abbott, B.W., Moatar, F., Gauthier, O., Fovet, O., Antoine, V., Ragueneau, O., 2018. Trends and seasonality of river nutrients in agricultural catchments: 18 years of weekly citizen science in France. *Sci. Total Environ.* 624:845–858. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.12.176>.
- Ackerer, J., Chabaux, F., Lucas, Y., Clément, A., Fritz, B., Beaulieu, E., et al., 2018. Monitoring and reactive-transport modeling of the spatial and temporal variations of the Strengbach spring hydrochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta* 225:17–35. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.01.025>.
- Anderson, R.S., Anderson, S.P., 2010. *Geomorphology: The Mechanics and Chemistry of Landscapes*. Cambridge University Press.
- Anderson, S.P., Dietrich, W.E., Brimhall, G.H., 2002. Weathering profiles, mass-balance analysis, and rates of solute loss: linkages between weathering and erosion in a small, steep catchment. *Geol. Soc. Am. Bull.* 114, 1143–1158.
- Appelo, C., Postma, D., 1994. *Geochemistry, Groundwater and Pollution*. AA Balkema, Brookfield.
- Aquilina, L., Poszwa, A., Walter, C., Vergnaud, V., Pierson-Wickmann, A.-C., Ruiz, L., 2012a. Long-term effects of high nitrogen loads on cation and carbon riverine export in agricultural catchments. *Environ. Sci. Technol.* 46:9447–9455. <https://doi.org/10.1021/es301715t>.
- Aquilina, L., Vergnaud-Ayraud, V., Labasque, T., Bour, O., Molenat, J., Ruiz, L., et al., 2012b. Nitrate dynamics in agricultural catchments deduced from groundwater dating and long-term nitrate monitoring in surface- and groundwaters. *Sci. Total Environ.* 435: 167–178. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2012.06.028>.
- Aubert, D., Stille, P., Probst, A., 2001. REE fractionation during granite weathering and removal by waters and suspended loads: Sr and Nd isotopic evidence. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65:387–406. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00546-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00546-9).
- Ayraud, V., 2005. Détermination du temps de résidence des eaux souterraines: application au transfert d'azote dans les aquifères fracturés hétérogènes. Vol. 1. Université Rennes.
- Ayraud, V., Aquilina, L., Labasque, T., Pauwels, H., Molenat, J., Pierson-Wickmann, A.-C., et al., 2008. Compartmentalization of physical and chemical properties in hard-rock aquifers deduced from chemical and groundwater age analyses. *Appl. Geochem.* 23: 2686–2707. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2008.06.001>.
- Becker, S.K., 2013. *Assessing the Use of Dissolved Silicon as a Proxy for Groundwater Age: A Critical Analysis of Published Data and New Data from the North Carolina Coastal Plain (MSc)*.
- Beyer, M., Jackson, B., Daughney, C., Morgenstern, U., Norton, K., 2016. Use of hydrochemistry as a standalone and complementary groundwater age tracer. *J. Hydrol.* 543:127–144. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.062>.
- Bochet, O., 2017. *Caractérisation des hot spots de réactivité biogéochimique dans les eaux souterraines*. Rennes. Vol. 1.
- Bochet, O., Bethencourt, L., Dufresne, A., Pedrot, M., Farasin, J., Labasque, T., Chatton, E., Lavenant, N., Petton, C., Abbott, B.W., Aquilina, L., Le Borgne, T., 2018. Dynamic geobiological hot spots sustained by mixing in subsurface fractures. *Nature Geosci.* (under revision).
- Böhlke, J.K., Denver, J.M., 1995. Combined use of groundwater dating, chemical, and isotopic analyses to resolve the history and fate of nitrate contamination in two agricultural watersheds, Atlantic coastal plain, Maryland. *Water Resour. Res.* 31 (9): 2319–2339. <https://doi.org/10.1029/95WR01584>.
- Bouhnik-Le Coz, M., Petitjean, P., Serrat, E., Gruau, G., 2001. Validation d'un protocole permettant le dosage simultané des cations majeurs et traces dans les eaux douces naturelles par ICP-MS.
- Bourauoi, F., Grizzetti, B., 2011. Long term change of nutrient concentrations of rivers discharging in European seas. *Sci. Total Environ.* 409:4899–4916. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2011.08.015>.
- Burns, D.A., Plummer, L.N., McDonnell, J.J., Busenberg, E., Casile, G.C., Kendall, C., et al., 2003. The geochemical evolution of riparian ground water in a forested piedmont catchment. *Ground Water* 41:913–925. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2003.tb02434.x>.
- Busenberg, E., Plummer, L.N., 1992. Use of chlorofluorocarbons (CFC13F and CFC12F2) as hydrologic tracers and age-dating tools: the alluvium and terrace system of Central Oklahoma. *Water Resour. Res.* 28:2257–2283. <https://doi.org/10.1029/92WR01263>.
- Chabaux, F., Viville, D., Lucas, Y., Ackerer, J., Ranchoux, C., Bosia, C., et al., 2017. Geochemical tracing and modeling of surface and deep water-rock interactions in elementary granitic watersheds (Strengbach and Ringelbach CZOs, France). *Acta Geochim.* 36: 363–366. <https://doi.org/10.1007/s11631-017-0163-5>.

- Clune, J.W., Denver, J.M., 2012. *Residence Time, Chemical and Isotopic Analysis of Nitrate in the Groundwater and Surface Water of a Small Agricultural Watershed in the Coastal Plain*. US Department of the Interior, US Geological Survey, Bucks Branch, Sussex County, Delaware.
- Cook, P.G., Herczeg, A.L., 2000. *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*. Springer.
- De Dreuzey, J.-R., Bodin, J., Le Grand, H., Davy, P., Boulanger, D., Battais, A., et al., 2006. General database for ground water site information. *Ground Water* 44:743–748. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00220.x>.
- Denver, J.M., Tesoriero, A.J., Barbaro, J.R., 2010. Trends and transformation of nutrients and pesticides in a coastal plain aquifer system, United States All rights reserved. No part of this periodical may be reproduced or transmitted in any form or by any means, electronic or mechanical, including photocopying, recording, or any information storage and retrieval system, without permission in writing from the publisher. *J. Environ. Qual.* 39:154–167. <https://doi.org/10.2134/jeq2009.0107>.
- Delvaux, C., Cardinal, D., Carboneel, V., Chou, L., Hughes, H.J., André, L., 2013. Controls on riverine $\delta^{30}\text{Si}$ signatures in a temperate watershed under high anthropogenic pressure (Scheldt – Belgium). *J. Mar. Syst.* 128:40–51. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.01.004>.
- Eberts, S.M., Bohlke, J.K., Kauffman, L.J., Jurgens, B.C., 2012. Comparison of particle-tracking and lumped-parameter age-distribution models for evaluating vulnerability of production wells to contamination. *Hydrogeol. J.* 20:263–282. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0810-6>.
- Edmunds, W.M., Smedley, P.L., 2000. Residence time indicators in groundwater: the east midlands Triassic sandstone aquifer. *Appl. Geochem.* 15:737–752. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(99\)00079-7](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(99)00079-7).
- Gelhar, L.W., Axness, C.L., 1983. *Three-dimensional stochastic analysis of macrodispersion in aquifers*. *Water Resour. Res.* 19, 161–180.
- Galloway, J.N., Townsend, A.R., Erisman, J.W., Bekunda, M., Cai, Z., Freney, J.R., et al., 2008. Transformation of the nitrogen cycle: recent trends, questions, and potential solutions. *Science* 320:889–892. <https://doi.org/10.1126/science.1136674>.
- Green, C.T., Zhang, Y., Jurgens, B.C., Starn, J.J., Landon, M.K., 2014. Accuracy of travel time distribution (TTD) models as affected by TTD complexity, observation errors, and model and tracer selection. *Water Resour. Res.* 50:6191–6213. <https://doi.org/10.1002/2014WR015625>.
- Haggerty, R., Gorelick, S.M., 1995. Multiple-rate mass transfer for modeling diffusion and surface reactions in media with pore-scale heterogeneity. *Water Resour. Res.* 31: 2383–2400. <https://doi.org/10.1029/95WR10583>.
- Haitjema, H.M., 1995. *Analytic Element Modeling of Groundwater Flow*. Academic Press.
- Hughes, H.J., Sondag, F., Santos, R.V., André, L., Cardinal, D., 2013. The riverine silicon isotope composition of the Amazon Basin. *Geochim. Cosmochim. Acta* 121:637–651. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.07.040>.
- Ingber, L., 2000. *Adaptive Simulated Annealing (ASA): Lessons Learned* (eprint arXiv:cs/0001018).
- Iler, R.K., 1979. *The Chemistry of Silica: Solubility, Polymerization, Colloid and Surface Properties, and Biochemistry*. John Wiley & Sons Inc, Canada.
- Jarvie, H.P., Sharpley, A.N., Withers, P.J.A., Scott, J.T., Haggard, B.E., Neal, C., 2013. Phosphorus mitigation to control river eutrophication: murky waters, inconvenient truths, and “Postnormal” science. *J. Environ. Qual.* 42:295–304. <https://doi.org/10.2134/jeq2012.0085>.
- Jasechko, S., Perrone, D., Befus, K.M., Bayani Cardenas, M., Ferguson, G., Gleeson, T., et al., 2017. Global aquifers dominated by fossil groundwaters but wells vulnerable to modern contamination. *Nat. Geosci.* 10:425–429. <https://doi.org/10.1038/ngeo2943>.
- Jenny, J.-P., Normandeau, A., Francus, P., Taranu, Z.E., Gregory-Eaves, I., Lapointe, F., et al., 2016. Urban point sources of nutrients were the leading cause for the historical spread of hypoxia across European lakes. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 113:12655–12660. <https://doi.org/10.1073/pnas.1605480113>.
- Jiménez-Martínez, J., Longuevergne, L., Le Borgne, T., Davy, P., Russian, A., Bour, O., 2013. Temporal and spatial scaling of hydraulic response to recharge in fractured aquifers: insights from a frequency domain analysis. *Water Resour. Res.* 49:3007–3023. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20260>.
- Jurgens, B.C., Bohlke, J.K., Eberts, S.M., 2012. *TracerLPM (version 1): an excel® workbook for interpreting groundwater age distributions from environmental tracer data*. U.S. Geological Survey Techniques and Methods Report, p. 60.
- Kenoyer, G.J., Bowser, C.J., 1992. Groundwater chemical evolution in a sandy silicate aquifer in northern Wisconsin: 1. Patterns and rates of change. *Water Resour. Res.* 28: 579–589. <https://doi.org/10.1029/91WR02302>.
- Kim, K., 2002. Plagioclase weathering in the groundwater system of a sandy, silicate aquifer. *Hydrol. Process.* 16:1793–1806. <https://doi.org/10.1002/hyp.1081>.
- Kolbe, T., Marçais, J., Thomas, Z., Abbott, B.W., de Dreuzey, J.-R., Rousseau-Gueutin, P., et al., 2016. Coupling 3D groundwater modeling with CFC-based age dating to classify local groundwater circulation in an unconfined crystalline aquifer. *J. Hydrol.* <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.020>.
- Labasque, T., Ayraud, V., Aquilina, L., Le Corre, P., 2006. *Dosage des composés chlorofluorocarbonés et du tétrachlorure de carbone dans les eaux souterraines: application à la datation des eaux*. 4. *Cahiers Techniques de Géosciences Rennes*.
- Labasque, T., Aquilina, L., Vergnaud, V., Barbecot, F., 2014. Inter-laboratory comparison of the analyses of Sulphur hexafluoride (SF₆) and three chlorofluorocarbons (CFC-11, -12 and -113) in groundwater and an air standard. *Appl. Geochem.* 50:118–129. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2014.03.009>.
- Lindsey, B.D., Phillips, S.W., Donnelly, C.A., Speiran, G.K., Plummer, L.N., Bohlke, J.-K., et al., 2003. Residence times and nitrate transport in ground water discharging to streams in the Chesapeake Bay watershed. *US Geol. Surv. Water-Res. Investig. Rep.* 3, 4035.
- Le Borgne, T., Bour, O., Paillet, F.L., Caudal, J.P., 2006. Assessment of preferential flow path connectivity and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer. *J. Hydrol.* 328, 347–359.
- Legout, C., Molenat, J., Lefebvre, S., Marmonier, P., Aquilina, L., 2005. Investigation of biogeochemical activities in the soil and unsaturated zone of weathered granite. *Biogeochemistry* 75:329–350. <https://doi.org/10.1007/s10533-005-0110-0>.
- Legout, C., Molenat, J., Aquilina, L., Gascuel-Odoux, C., Fauchoux, M., Fauvel, Y., et al., 2007. Solute transfer in the unsaturated zone-groundwater continuum of a headwater catchment. *J. Hydrol.* 332:427–441. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.07.017>.
- Leray, S., de Dreuzey, J.-R., Bour, O., Aquilina, L., Labasque, T., 2012. *Contribution of age data to the characterization of complex aquifers*. *J. Hydrol.* 54–68.
- Leray, S., Engdahl, N.B., Massoudieh, A., Bresciani, E., McCallum, J., 2016. Residence time distributions for hydrologic systems: mechanistic foundations and steady-state analytical solutions. *J. Hydrol.* <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.068>.
- Lucas, Y., Chabaux, F., Schaffhauser, T., Fritz, B., Ambroise, B., Ackerer, J., et al., 2017. Hydrogeochemical modeling (KIRMAT) of spring and deep borehole water compositions in the small granitic Ringelbach catchment (Vosges Mountains, France). *Appl. Geochem.* 87:1–21. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2017.10.005>.
- Maher, K., 2010. The dependence of chemical weathering rates on fluid residence time. *Earth Planet. Sci. Lett.* 294:101–110. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.03.010>.
- Maher, K., 2011. The role of fluid residence time and topographic scales in determining chemical fluxes from landscapes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 312:48–58. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.040>.
- Maher, K., Druhan, J., 2014. Relationships between the transit time of water and the fluxes of weathered elements through the critical zone. *Prog. Earth Planet Sci* 10:16–22. <https://doi.org/10.1016/j.proeps.2014.08.004>.
- Marçais, J., de Dreuzey, J.R., Ginn, T.R., Rousseau-Gueutin, P., Leray, S., 2015. Inferring transit time distributions from atmospheric tracer data: assessment of the predictive capacities of lumped parameter models on a 3D crystalline aquifer model. *J. Hydrol.* 525: 619–631. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.03.055>.
- Meter, K.J.V., Basu, N.B., 2017. Time lags in watershed-scale nutrient transport: an exploration of dominant controls. *Environ. Res. Lett.* 12, 084017. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa7b74>.
- Meter, K.J.V., Basu, N.B., Veenstra, J.J., Burras, C.L., 2016. The nitrogen legacy: emerging evidence of nitrogen accumulation in anthropogenic landscapes. *Environ. Res. Lett.* 11, 035014. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/3/035014>.
- Morgenstern, U., Stewart, M.K., Stenger, R., 2010. Dating of streamwater using tritium in a post nuclear bomb pulse world: continuous variation of mean transit time with streamflow. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14:2289–2301. <https://doi.org/10.5194/hess-14-2289-2010>.
- Morgenstern, U., Daughney, C.J., Leonard, G., Gordon, D., Donath, F.M., Reeves, R., 2015. Using groundwater age and hydrochemistry to understand sources and dynamics of nutrient contamination through the catchment into Lake Rotorua, New Zealand. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19:803–822. <https://doi.org/10.5194/hess-19-803-2015>.
- Maloszewski, P., Zuber, A., 1996. *Lumped parameter models for the interpretation of environmental tracer data. Manual on Mathematical Models in Isotope Hydrology*. 910. IAEA-TECDOC, Vienna, Austria, pp. 9–58.
- Pinay, G., Peiffer, S., De Dreuzey, J.-R., Krause, S., Hannah, D., Fleckenstein, J., et al., 2015. Upscaling nitrogen removal capacity from local hotspots to low stream orders' drainage basins. *Ecosystems* 1–20. <https://doi.org/10.1007/s10021-015-9878-5>.
- Peters, N.E., Burns, D.A., Aulenbach, B.T., 2014. Evaluation of high-frequency mean Streamwater transit-time estimates using groundwater age and dissolved silica concentrations in a small forested watershed. *Aquat. Geochem.* 20:183–202. <https://doi.org/10.1007/s10498-013-9207-6>.
- Pfister, L., Wetzel, C.E., Klaus, J., Martínez-Carreras, N., Antonelli, M., Teuling, A.J., et al., 2017. Terrestrial diatoms as tracers in catchment hydrology: a review. *WIREs Water* 4, e1241. <https://doi.org/10.1002/wat2.1241>.
- Pierret, M.C., Stille, P., Prunier, J., Viville, D., Chabaux, F., 2014. Chemical and U–Sr isotopic variations in stream and source waters of the Strengbach watershed (Vosges mountains, France). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 18:3969–3985. <https://doi.org/10.5194/hess-18-3969-2014>.
- Rademacher, L.K., Clark, J.F., Hudson, G.B., Erman, D.C., Erman, N.A., 2001. Chemical evolution of shallow groundwater as recorded by springs, Sagehen basin, Nevada County, California. *Chem. Geol.* 179:37–51. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00314-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00314-X).
- Rockstrom, J., Steffen, W., Noone, K., Persson, A., Chapin III, F.S., Lambin, E.F., et al., 2009. A safe operating space for humanity. *Nature* 461:472–475. <https://doi.org/10.1038/461472a>.
- Roques, C., Aquilina, L., Bour, O., Maréchal, J.-C., Dewandel, B., Pauwels, H., et al., 2014a. Groundwater sources and geochemical processes in a crystalline fault aquifer. *J. Hydrol.* 519 (Part D):3110–3128. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.10.052>.
- Roques, C., Bour, O., Aquilina, L., Dewandel, B., Leray, S., Schroetter, J.M., et al., 2014b. Hydrological behavior of a deep sub-vertical fault in crystalline basement and relationships with surrounding reservoirs. *J. Hydrol.* 509:42–54. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.023>.
- Sebilo, M., Mayer, B., Nicolardot, B., Pinay, G., Mariotti, A., 2013. Long-term fate of nitrate fertilizer in agricultural soils. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 110:18185–18189. <https://doi.org/10.1073/pnas.1305372110>.
- Steffen, W., Richardson, K., Rockström, J., Cornell, S.E., Fetzer, I., Bennett, E.M., et al., 2015. Planetary boundaries: guiding human development on a changing planet. *Science* 347. <https://doi.org/10.1126/science.1259855>.
- Singleton, M.J., Esser, B.K., Moran, J.E., Hudson, G.B., McNab, W.W., Harter, T., 2007. Saturated zone denitrification: potential for natural attenuation of nitrate contamination in shallow groundwater under dairy operations. *Environ. Sci. Technol.* 41:759–765. <https://doi.org/10.1021/es061253g>.
- Spalding, R.F., Exner, M.E., 1993. Occurrence of nitrate in groundwater - a review. *J. Environ. Qual.* 22:392–402. <https://doi.org/10.2134/jeq1993.00472425002200030002x>.
- Suckow, A., 2014. The age of groundwater - definitions, models and why we do not need this term. *Appl. Geochem.* 50:222–230. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2014.04.016>.

- Stewart, M.K., Mehlhorn, J., Elliott, S., 2007. Hydrometric and natural tracer (oxygen-18, silica, tritium and sulphur hexafluoride) evidence for a dominant groundwater contribution to Pukemanga stream, New Zealand. *Hydrol. Process.* 21:3340–3356. <https://doi.org/10.1002/hyp.6557>.
- Tarits, C., Aquilina, L., Ayraud, V., Pauwels, H., Davy, P., Touchard, F., et al., 2006. Oxidoreduction sequence related to flux variations of groundwater from a fractured basement aquifer (Ploemeur area, France). *Appl. Geochem.* 21:29–47. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2005.09.004>.
- Tesoriero, A.J., Spruill, T.B., Mew, H.E., Farrell, K.M., Harden, S.L., 2005. Nitrogen transport and transformations in a coastal plain watershed: influence of geomorphology on flow paths and residence times. *Water Resour. Res.* 41 (n/a–n/a). <https://doi.org/10.1029/2003WR002953>.
- Thamtrakoln, K., Hildebrand, M., 2008. Silicon uptake in diatoms revisited: a model for saturable and nonsaturable uptake kinetics and the role of silicon transporters. *Plant Physiol.* 146:1397–1407. <https://doi.org/10.1104/pp.107.107094>.
- Thomas, Z., Abbott, B.W., Troccaz, O., Baudry, J., Pinay, G., 2016a. Proximate and ultimate controls on carbon and nutrient dynamics of small agricultural catchments. *Biogeosciences* 13:1863–1875. <https://doi.org/10.5194/bg-13-1863-2016>.
- Thomas, Z., Rousseau-Gueutin, P., Kolbe, T., Abbott, B.W., Marçais, J., Peiffer, S., et al., 2016b. Constitution of a catchment virtual observatory for sharing flow and transport models outputs. *J. Hydrol.* 543:59–66. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.04.067>.
- Touchard, F., 1999. Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé. Site de Ploëmeur (Morbihan).
- Visser, A., Broers, H.P., Purtschert, R., Sultenfuss, J., de Jonge, M., 2013. Groundwater age distributions at a public drinking water supply well field derived from multiple age tracers (Kr-85, H-3/He-3, and Ar-39). *Water Resour. Res.* 49:7778–7796. <https://doi.org/10.1002/2013wr014012>.
- Visser, A., Fourré, E., Barbecot, F., Aquilina, L., Labasque, T., Vergnaud, V., et al., 2014. Inter-comparison of tritium and noble gases analyses, 3H/3He ages and derived parameters excess air and recharge temperature. *Appl. Geochem.* 50:130–141. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2014.03.005>.
- Viville, D., Chabaux, F., Stille, P., Pierret, M.C., Gangloff, S., 2012. Erosion and weathering fluxes in granitic basins: the example of the Strengbach catchment (Vosges massif, eastern France). *Catena* 92:122–129. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.12.007>.
- White, A.F., 2008. Quantitative Approaches to Characterizing Natural Chemical Weathering Rates. In: Brantley, S.L., Kubicki, J.D., White, A.F. (Eds.), *Kinetics of Water-rock Interaction*. Springer New York, New York, NY, pp. 469–543.
- White, A.F., Blum, A.E., 1995. Effects of climate on chemical weathering in watersheds. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59:1729–1747. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00078-E](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00078-E).
- White, A.F., Brantley, S.L., 2003. The effect of time on the weathering of silicate minerals: why do weathering rates differ in the laboratory and field? *Chem. Geol.* 202:479–506. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.03.001>.
- White, A.F., Blum, A.E., Bullen, T.D., Vivit, D.V., Schulz, M., Fitzpatrick, J., 1999. The effect of temperature on experimental and natural chemical weathering rates of granitoid rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63:3277–3291. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00250-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00250-1).
- White, A.F., Bullen, T.D., Schulz, M.S., Blum, A.E., Huntington, T.G., Peters, N.E., 2001. Differential rates of feldspar weathering in granitic regoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65:847–869. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00577-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00577-9).
- Wilcock, R.J., Monaghan, R.M., Quinn, J.M., Srinivasan, M.S., Houlbrooke, D.J., Duncan, M.J., et al., 2013. Trends in water quality of five dairy farming streams in response to adoption of best practice and benefits of long-term monitoring at the catchment scale. *Mar. Freshw. Res.* 64:401–412. <https://doi.org/10.1071/MF12155>.

Dossier terminé le 30 juillet 2021

Communauté de communes Côtes Ouest Centre Manche

20 rue des Aubépines
50250 LA HAYE
02 33 07 11 79



DOSSIER DE FIN DE TRAVAUX 6 PIEZOMETRES DE SURVEILLANCE DU BIZEAU SALE – PROJET RIVAGE 2100

Bretteville sur Aye et Saint Germain sur Ay
Département de la Manche (50)



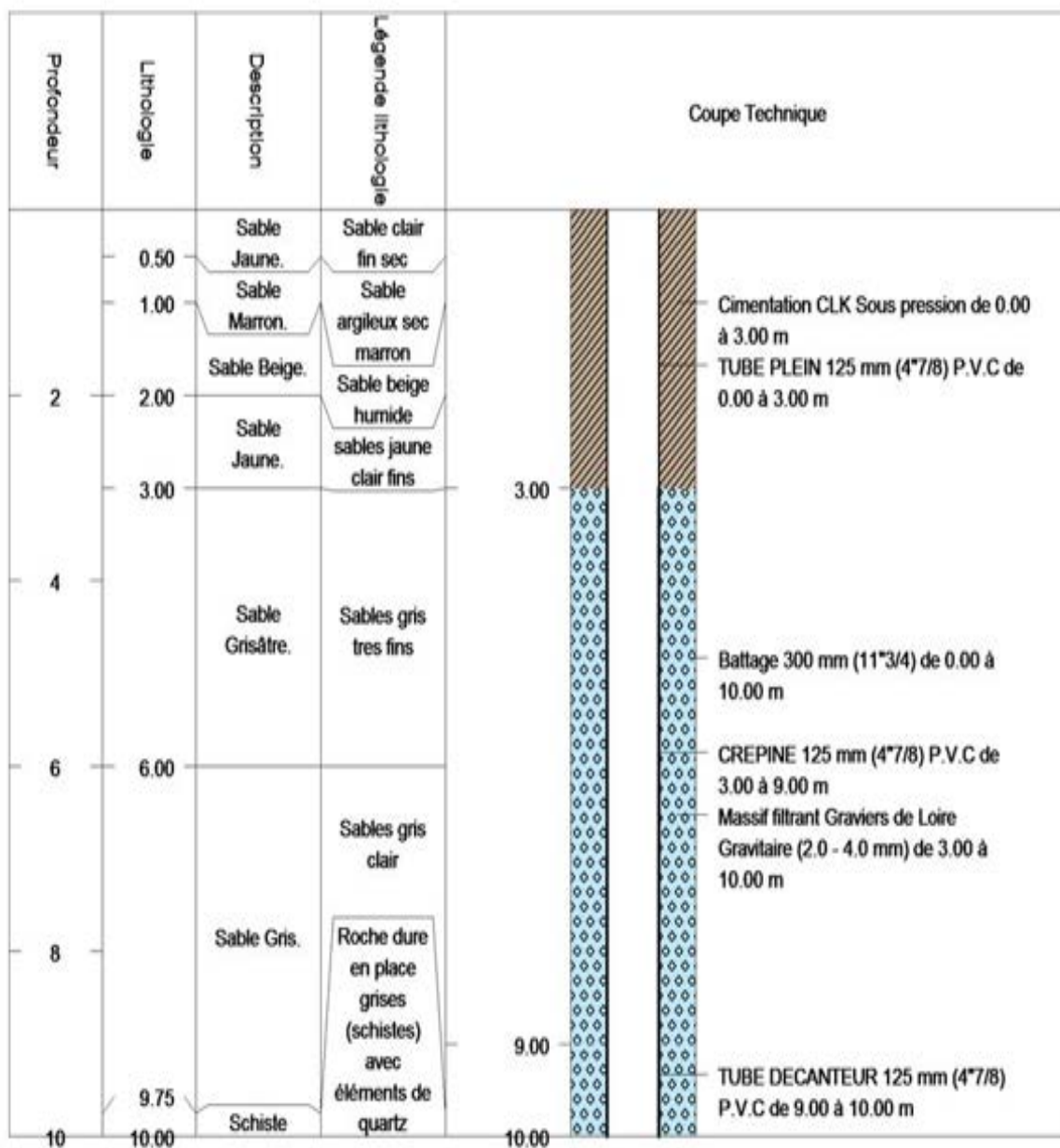
Piézomètre P1 :

Département	MANCHE
Commune	Bretteville sur Ay
Lieu-dit	
Référence cadastrale	AC 476
Description de l'emplacement	Dans un espace vert en lotissement

Altitude	X	Y
[m NGF]	[Lambert 93]	[Lambert 93]
8,5	361357	6915210







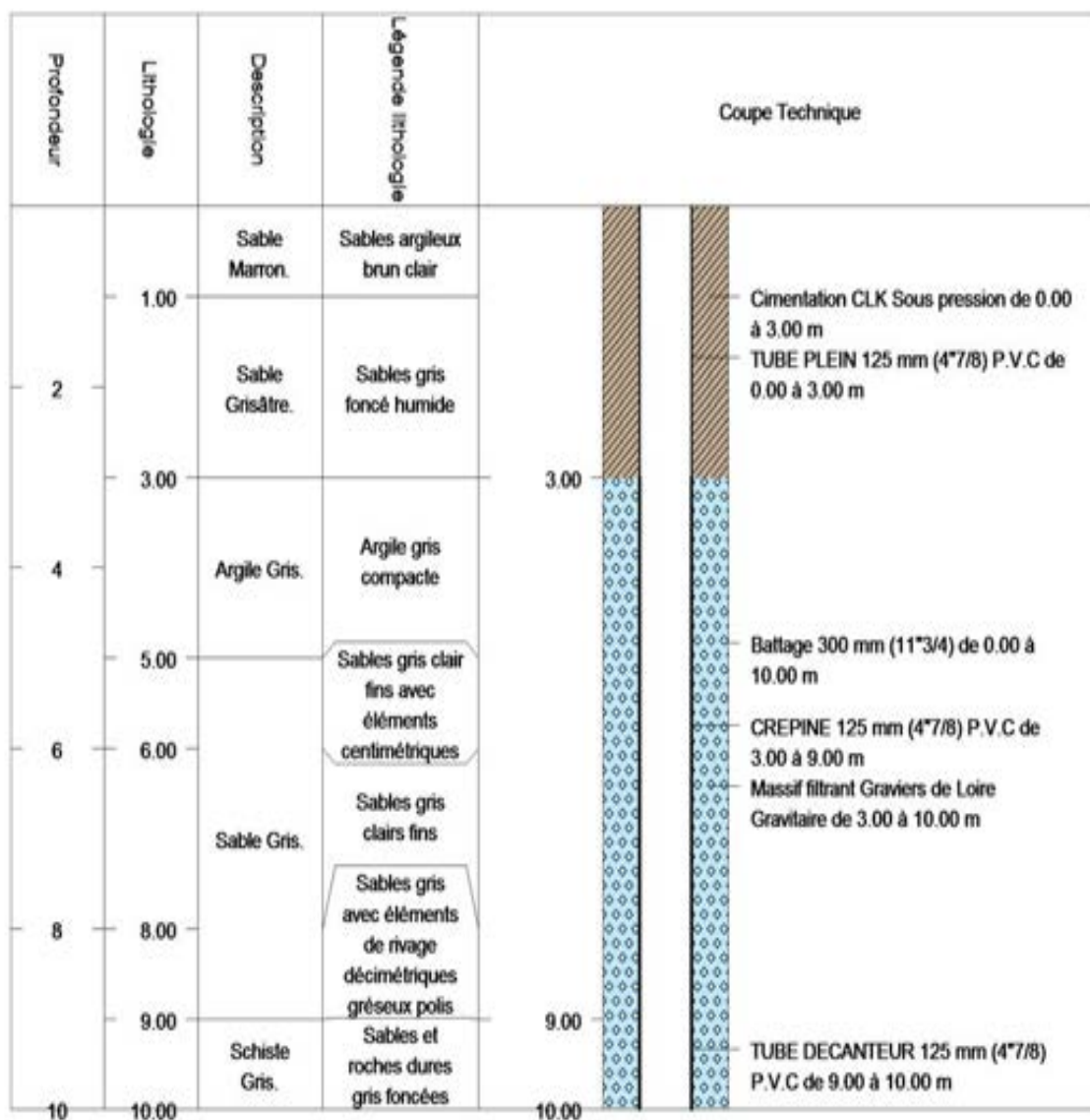
Piézomètre P2 :

Département	MANCHE
Commune	Bretteville sur Ay
Lieu-dit	
Référence cadastrale	
Description de l'emplacement	Intersection entre la D650 et la D136

Altitude	X	Y
[m NGF]	[Lambert 93]	[Lambert 93]







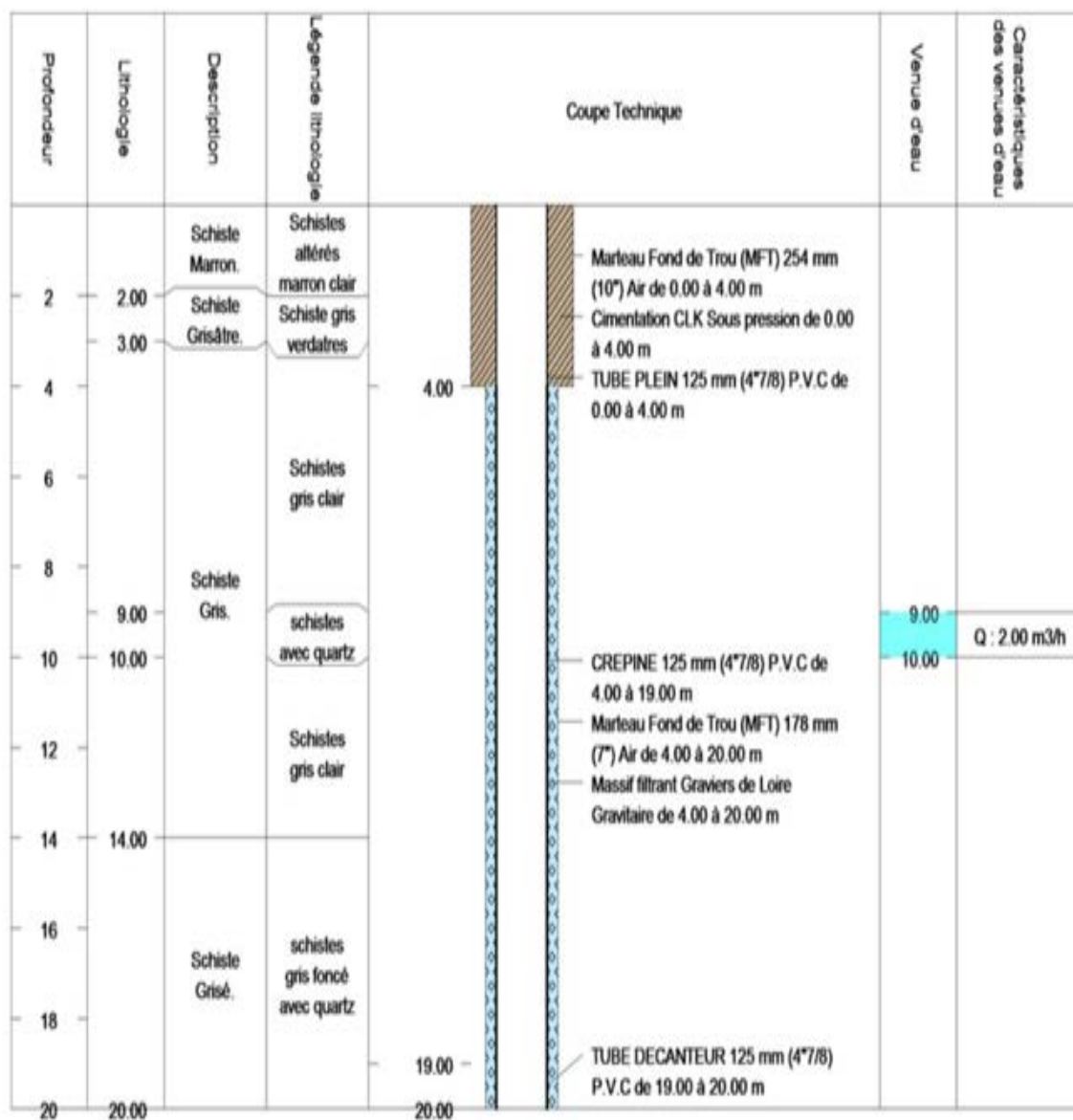
Piézomètre P3 :

Département	MANCHE
Commune	Bretteville sur Ay
Lieu-dit	Rue des écoles
Référence cadastrale	ZH007
Description de l'emplacement	Parking derrière calvaire

Altitude	X	Y
[m NGF]	[Lambert 93]	[Lambert 93]
12	363357	6916513







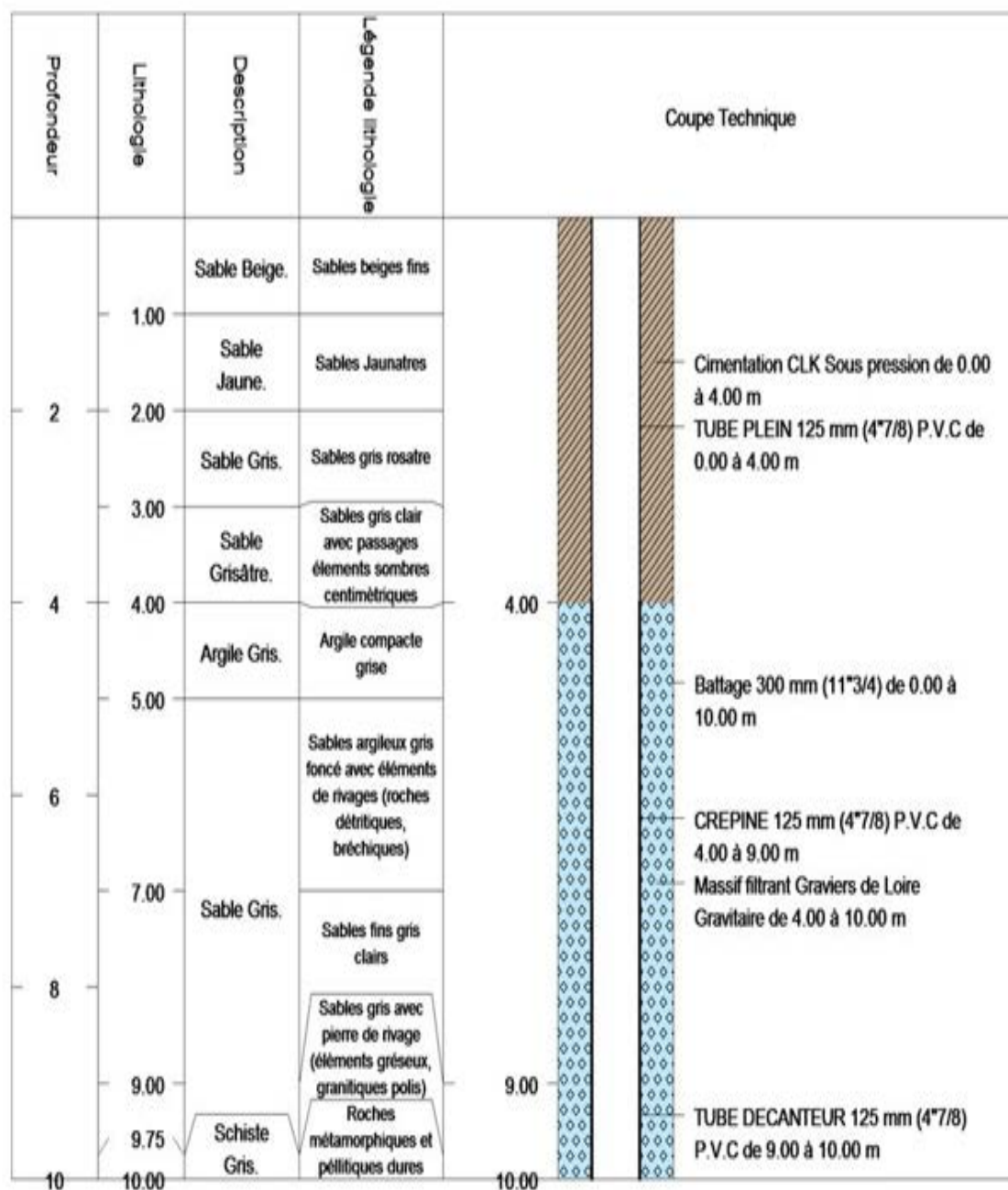
Piézomètre P4:

Département	MANCHE
Commune	Saint Germain sur Ay
Lieu-dit	Rue d'auvergne
Référence cadastrale	AS 144
Description de l'emplacement	Aire de Pique-Nique

Altitude	X	Y
[m NGF]	[Lambert 93]	[Lambert 93]
9	363534	6 913 540







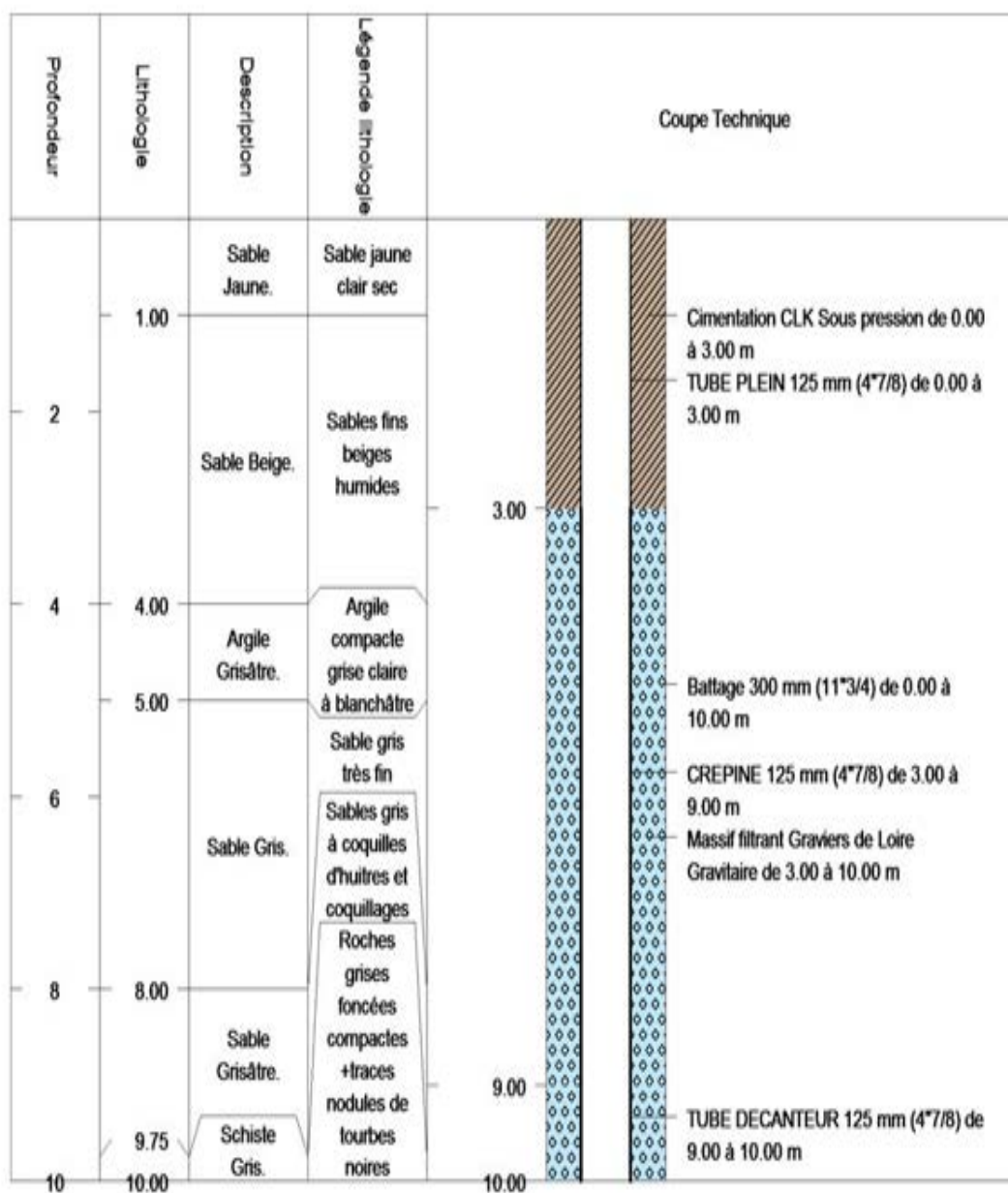
Piézomètre P5 :

Département	MANCHE
Commune	Saint Germain sur Ay
Lieu-dit	Rue des fosses à lin
Référence cadastrale	AK 328
Description de l'emplacement	Aire devant camping

Altitude	X	Y
[m NGF]	[Lambert 93]	[Lambert 93]
9	363534	6913540







Piézomètre P6 :

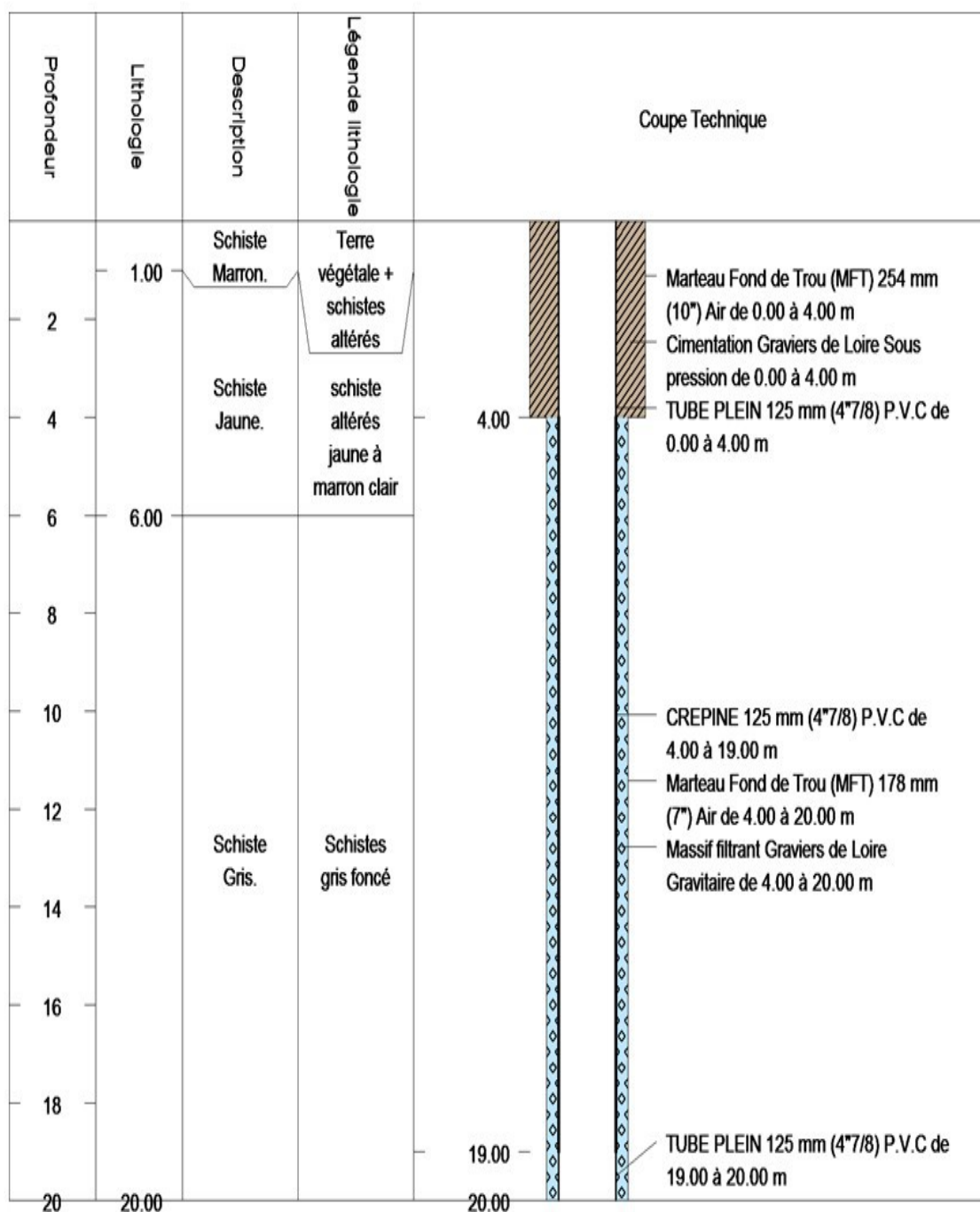
Département	MANCHE
Commune	Saint Germain sur Ay
Lieu-dit	
Référence cadastrale	
Description de l'emplacement	Entre le D650 et D75

Altitude	X	Y
[m NGF]	[Lambert 93]	[Lambert 93]
15	365331	6913940

Tableau 1: Coordonnées du piézomètre P6







II. Equipement des ouvrages

1) Instrumentation

Chaque ouvrage a été équipé d'un capteur et positionné à env 10 m/sol.

Le système de fixation retenu a été de réaliser un noeud avec le cordon passant au travers du tubage PVC afin de sécuriser au mieux la sonde pendant les manipulations de vidanges. Le principe des mousquetons a été abandonné par crainte de corrosion sur du long terme.

Les caractéristiques techniques des capteurs sont décrites ci dessous :

FICHE TECHNIQUE



est un dispositif niveau d'eau, de la luctivité et de la salinité lement conçu pour erme du niveau d'eau. Il » titane, ce qui le rend oitement dans tous les

Le Leveline CTD est un choix idéal pour mesurer les niveaux de niveau et de conductivité dans les applications suivantes,

- Intrusion d'eau salée et surveillance de la salinisation du sol
- Suivi de l'assainissement du panache de contaminants et études
- Surveillance des lixiviats aux sites d'enfouissement, à la mine, aux sites d'entreposage des déchets
- Surveillance de l'écoulement des eaux pluviales et agricoles
- Tests de traceur



Le LeveLine CTD est fabriqué à partir de titane et est idéal pour un déploiement à long terme dans les environnements les plus difficiles. Il a également une précision de pointe, une mémoire de 500 000 points de données et une sortie directe SDI12 / RS485. Les variantes absolues ou de jauge doivent couvrir toutes les applications habituelles de l'eau souterraine à l'eau de surface.

La télémétrie est également disponible pour ajouter ce capteur dans un vaste réseau d'instruments de surveillance et peut être facilement combiné avec notre gamme d'aquaprobos de qualité de l'eau.

Le capteur à 4 anneaux en acier inoxydable du LeveLine-CTD mesure la conductivité de l'échantillon d'eau. De cette lecture avec la température, la salinité peut être calculée automatiquement. La salinité ne devrait normalement être calculée que pendant l'analyse des données à l'aide d'autres capteurs. Cela fait de la LeveLine-CTD un choix idéal pour les déploiements télémétriques, vous obtenez toutes les mesures directement à partir de l'enregistreur sans calcul ni analyse supplémentaire.

Le calibrage du capteur de conductivité peut être effectué en utilisant n'importe quelle concentration de solution entre 100µS – 99,999µS, il est programmable par l'utilisateur. Le balayage d'étalonnage doit être effectué lorsque le LeveLine-CTD est connecté au PC via LeveLink ou lorsqu'il est connecté au compteur GPS LeveLine.

La sonde barométrique a été placée dans le regard du P5.

2) Equipement

Chaque ouvrage a été équipé le X juillet.

Les capteurs ont été réglé pour un enregistrement quotidien (une mesure par jour).

Les niveaux mesurés dans les ouvrages lors de la pose des capteurs sont les suivants :

P1 : 2,08 m/rep	0,5 m/spl
P2 : 1,62 m/rep	0,5 m/sol
P3 : 2,75 m/rep	0,55 m/sol
P4 : 2,73 m/rep	0,5 m/sol
P5 : 2,04 m/rep	0,55 m/sol + Baro
P6 : 2,01 m/rep	0,65 m/sol



Loop Aggregation for Approximate Scientific Computing

June Sallou^{1,2}() , Alexandre Gauvain², Johann Bourcier¹() ,
Benoit Combemale³() , and Jean-Raynald de Dreuzy²

¹ Univ Rennes, Inria, CNRS, IRISA, Rennes, France
{june.benvegnu-sallou,johann.bourcier}@irisa.fr

² Geosciences Rennes, OSUR, Rennes, France
{alexandre.gauvain,jean-raynald.de-dreuzy}@univ-rennes1.fr

³ Inria and University of Toulouse Jean Jaurès, Toulouse, France
benoit.combemale@inria.fr

Abstract. Trading off some accuracy for better performances in scientific computing is an appealing approach to ease the exploration of various alternatives on complex simulation models. Existing approaches involve the application of either time-consuming model reduction techniques or resource-demanding statistical approaches. Such requirements prevent any opportunistic model exploration, e.g., exploring various scenarios on environmental models. This limits the ability to analyse new models for scientists, to support trade-off analysis for decision-makers and to empower the general public towards informed environmental intelligence. In this paper, we present a new approximate computing technique, aka. **loop aggregation**, which consists in automatically reducing the main loop of a simulation model by aggregating the corresponding spatial or temporal data. We apply this approximate scientific computing approach on a geophysical model of a hydraulic simulation with various input data. The experimentation demonstrates the ability to drastically decrease the simulation time while preserving acceptable results with a minimal set-up. We obtain a median speed-up of 95.13% and up to 99.78% across all the 23 case studies.

Keywords: Approximate computing · Trade-off · Computational science

1 Introduction

There is a long-standing history on numerical analysis to provide a better accuracy in scientific computing. Research activities in the past decades result in efficient solvers to accurately simulate ever more complex models. For example, complex climate change models can nowadays be simulated to elaborate global warming scenarios and their consequences. However, such simulations come with the price of large computing and memory resources. While extremely useful to elaborate accurate results on precise scenarios, the required resources limit the

possible interactions with the models. This prevents any *interactive, live* and *customized* manipulation of such models, e.g., the ability to analyse new models for scientists, to support trade-off analysis for decision-makers and to empower the general public towards informed environmental intelligence.

In this context, trading some accuracy for better performance in scientific computing is an appealing approach to facilitate the exploration of various alternatives on complex simulation models. This has been initially explored through model reduction techniques [1, 11], which require specific knowledge on the model and highly-qualified analysis. Alternatively, statistical approaches are explored to automatically infer a new (surrogate) model from a large and well-qualified set of input/output simulations [9]. Although these approaches are mostly automatic and potentially accurate and efficient, they usually require a large, possibly controlled, set-up before providing acceptable results from the inferred model.

Model reduction and statistical techniques are potentially very efficient, but all require an important initial set-up (either time-consuming or resource-demanding) that prevents any *opportunistic* model exploration, e.g., exploration of various scenarios on environmental models.

In this paper, we present a new approximate computing (AC) technique, called **loop aggregation**. According to the main variable of interest, we automatically reduce the main loop of the simulation model by aggregating to a given degree the corresponding spatial or temporal data. This aggregation can be either applied as a pre-processing of the input data or by model transformation. For example, in the case of an a posteriori study of the causes of soil drying-up with all the necessary data available, it is worthwhile to use the pre-processing implementation. Or, in the case of a crisis situation and the continuous monitoring of a sudden and dangerous flooding episode, the model transformation will be able to manage the available on-going data. We apply **loop aggregation** on a geophysical model of a hydraulic simulation with various input data from different sites and climate series. The geophysical model concerns the groundwater flow in coastal areas where sea level rise changes the distribution of saturation inland and potentially generates risks of floodings even when submersion is properly managed. Experiments are performed on 23 sites to investigate the potential reduction of computational time without significant modification of the assessment of groundwater-issued vulnerability. Results show a median speed-up of 95.13%, demonstrating the ability to drastically reduce the simulation time while preserving acceptable results with a minimal set-up. We discuss the capacities and limitations of the approach in the perspectives of further generalisation.

To follow up, Sect. 2 presents the simulation model of interest and motivates the needs for improved interactivity. After an introduction of the background related to AC in Sect. 3, Sect. 4 details the overall approach and the rationales for a specific AC technique in the context of scientific computing. Section 5 gives the details of experimenting the proposed approach on the simulation model of interest and Sect. 6 describes the evaluation conducted to validate the approach. Section 7 presents related works on statistical approaches, model reduction techniques and AC. Section 8 concludes the paper and gives the perspectives related to this work.

2 Motivating Example

Hydrologists are working to determine the impact of the sea level rise on coastal aquifers, on increased saturation levels and associated consequences on inland vulnerability. Between the current state of the aquifers and the predicted sea level rise and climate scenarios, hydrological models are expected to provide predictions.

Those models are based on the three-dimensional software Modflow [8] considered to be an international standard for simulating and predicting groundwater movements. It is based on the Darcy's law and conservation principles to represent the groundwater flows. Groundwater flows are essentially modelled by a diffusion equation with Dirichlet boundary conditions when the groundwater level reaches the surface. The resulting parabolic partial differential equation is discretised with a finite difference method and integrated with classical implicit temporal schemes [8]. The quantity of interest to assess the groundwater-issued vulnerability is derived from the depth to the groundwater level. When groundwater levels rise to some tens of centimeters to the surface, vulnerability becomes difficult to mitigate. Modflow requires both the geological and geographical settings of the studied site (inputs illustrated as *Geology* and *Land Use* in Fig. 1) and the meteorological forcing term (represented as the *Weather* input in Fig. 1) driving the infiltration and the recharge to the aquifer. This configuration does not change over the simulation period. The meteorological forcing term comes from climate scenarios available on the next century with the estimation of the different elements of the hydrological balance taken here as the input (recharge) to the aquifer. The groundwater flow model provides over the simulation period the location of the groundwater surface, more generally called water table.

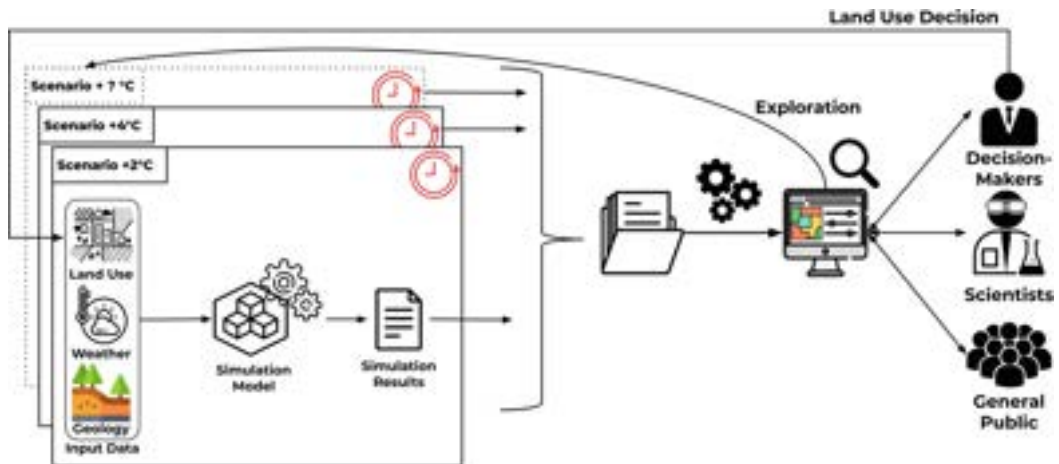


Fig. 1. Exploration of several climate scenarios simulations for various stakeholders.

As shown in Fig. 1, although the model was created by and for hydrologists, the simulation results can also be of interest to other users. Indeed, with growing awareness of climate change, general public including decision-makers

increasingly ask to investigate by themselves the effect of climate change on property and land use planning. Overall, people want to explore the different future climate scenarios, and associated simulations, in an interactive way to make informed decisions or to understand their impact.

Since Modflow is a complex model, its execution can last more than a day. This simulation time is multiplied by the number of scenarios to explore which prevent effective and interactive exploration of the predictions. Making the model run faster would enable such exploration, but the predictions obtained must remain scientifically acceptable to respect the main trends and avoid any significant bias.

Thus, there is a need for finding a trade-off between accuracy and performance. A solution is to simplify the model. However, hydrologists and/or decision-makers may not have the expertise to make this trade-off through model reduction. This raises several scientific questions: (i) Can we make Modflow run faster while maintaining acceptable predictions? (ii) Can we do so without any expertise in hydrology or model simplification and any time-consuming/resource-demanding set-up? (iii) More generally, how to achieve it for scientific simulation models? In this paper, we propose to investigate AC for scientific simulation models to provide relevant trade-offs between accuracy and performance.

3 Introducing Acceptable Approximation into Models

The trade-off between accuracy and performance is a well-known concern in software engineering research. Approximate computing (AC) is one way to address this concern automatically from a computational point of view. It relies on the difference between the accuracy required by the developer or the user and the accuracy given by the execution of the software [7]. It introduces approximation into the program while producing acceptable outputs with respect to the purpose of the application thanks to an approximation strategy.

Loop perforation is an approximation strategy which assumes that iterations of loops in a program take time to be computed when not all of them would be necessary to achieve a result similar to that obtained from all of the iterations. Within the software code, the appropriate loops are modified so that only a subset of the iterations is realised. In practice, for a loop incremented by 1 at each iteration, applying the loop perforation technique would mean changing the increment from 1 to p so that only every p -th iteration is performed [12].

Thus, the number of iterations is reduced, fewer calculations are performed and a gain in performance is obtained. The choice of p is made according to the acceptability constraints made on the software outputs. Loop perforation is a technique that achieves the trade-off between accuracy and performance without knowledge of the application domain.

Another AC strategy, approximate loop unrolling [10], proposes, in addition to skipping iterations, to interpolate the results of non-computed iterations thanks to an interpolation function. It enables to better preserve accuracy.

Models, such as scientific simulation models whose consideration is producing an output within an acceptable precision range and are being by definition

only an approximation of reality, can naturally benefit from a trade-off between accuracy and performance through approximate computing.

For scientific simulation models, the techniques of loop perforation or approximate unrolling cannot be straightforwardly applied. Removing iterations from a simulation leads to different case studies and non-comparable simulations. There is the exception of convergent simulations for which it is possible to safely remove iterations whose results do not provide more information. However without any information about the convergent criteria, it is not safe to assume that scientific simulations with different numbers of iteration can be comparable. In the case of our motivating example, Modflow, fully removing some iterations corresponding to time steps would alter the duration of the simulation period. Even more, meteorologic data are highly variable and cannot be easily inferred between time steps. The recharge rate (i.e. quantity of water to enter the aquifer per time unit) varies on a daily basis. Removing iterations would change the climate scenario. Thus, the model of Modflow undergoing loop perforation or loop unrolling would not be comparable to the initial model.

4 Approach

To handle the issue of non-comparable simulations, we reduce the number of computations while ensuring comparable conditions (e.g. same duration of the simulation period for Modflow). We introduce a new AC strategy adapted to scientific models, the **loop aggregation** technique (depicted in Fig. 2). This technique is similar to loop perforation and loop unrolling since it skips some loop iterations but adds specific stages to keep the results and simulation consistent with the baseline. It acts on the main loop of the simulator which is the loop iterating at the highest level on all the input data and enclosing all the processing of those data. The **loop aggregation** technique consists in three stages:

- *aggregation* (highlighted in blue): the input values of the main variable of interest are aggregated through an aggregation function. In the case of Modflow, the aggregate function consists in combining the recharge rate per day.
- *processing* (highlighted in violet): the operations within the loop are only performed on aggregated values.
- *interpolation* (highlighted in pink): the intermediate results are retrieved through an interpolation function.

As shown in Fig. 2, the simulation context guides the type of the **loop aggregation** implementation: data pre-processing or model transformation. Both implementations are equivalent as they reflect the **loop aggregation** approach. The difference is that the three stages are not carried out at the same moment. When all the input data are available before the model is run, a black-box implementation relies on the separation of the three stages (Data pre-processing). The aggregation stage acts as a pre-processing before the model execution, hence the name of the strategy. The values of the input data are

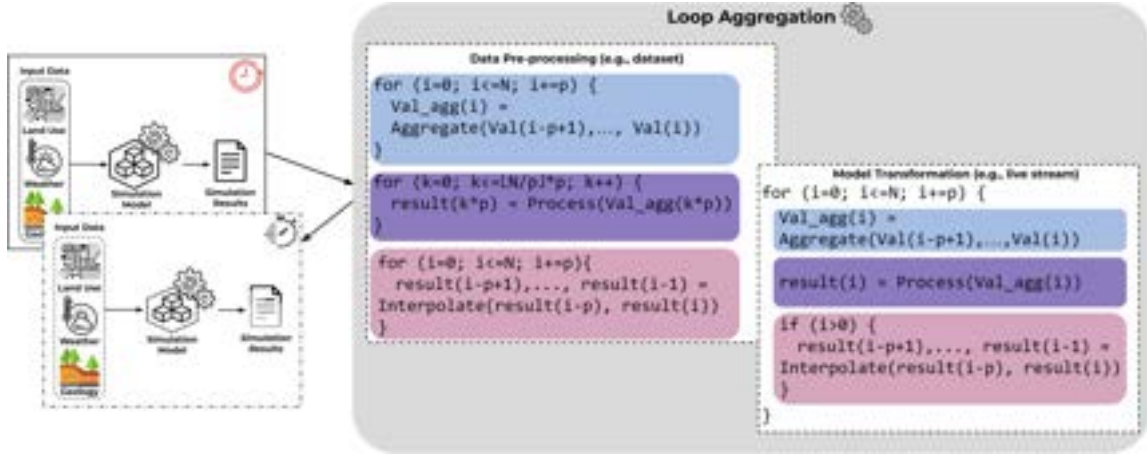


Fig. 2. The Loop Aggregation technique. (Color figure online)

aggregated according to an aggregation factor, p . The processing stage is carried out when the model runs with the model remaining as is. The interpolation stage is then performed as post-processing after the model execution. With a simulation context of dynamic data flows (i.e. stream data), the model transformation strategy is used. It is then necessary to perform the three stages of approximation dynamically to take data into account when they are retrieved. This implies accessing the model source code and adopting a white-box approach. All the stages and the modifications are made within the main loop of the model and the value of the iteration step is replaced by p , the value of the aggregation factor.

In essence, the **loop aggregation** technique adds an aggregation stage to the approximation process described in approximate loop unrolling to enable AC with scientific models. It enables a black-box implementation with separate stages running at different times when all data are available or a white-box implementation with a model transformation when dealing with dynamic data. The number of computations is reduced by the use of the p -factor and the approximate simulation is still comparable to the reference one. In theory, the technique can be applied to all scientific models with a main loop iterating over temporal or spatial data. There is no need for specific knowledge about the application domain of the model except for information about the use of the model.

5 Experimenting Loop Aggregation on Modflow

5.1 The Case Study of Modflow

The case study of our motivating example is based on the prediction of ground-water movements in a watershed near Lestre in Normandy in France to assess the risk of increased saturation at this site. The prediction period for the simulation is 42 years and is represented by 15340 stress periods (i.e. time steps) whose duration is set to correspond to a simulated day. The parameters of the model have been set by hydrologists. Executing Modflow with those inputs and non-aggregated data constitutes the reference simulation.

5.2 Approximating the Model with the Loop Aggregation Approach

We derive the approximate simulations using our `loop aggregation` technique with different aggregation p -factors to assess the variation of the simulation execution time.

In the case of Modflow, the main loop iterating over the stress periods, the computation reduction is done by removing some of them. The values of the recharge rate are aggregated as it is the variable of interest. As all the input data are available upstream, we perform our `loop aggregation` approach on those data following the Data Pre-processing implementation. We experiment two strategies for the aggregation stage (detailed hereafter) and linear regression for results interpolation.

Strategy with the Mean as Aggregation Function of the Recharge.

The recharge data are aggregated for p being equal to 2, 7, 30, 90, 182, 365, 730 and 3652, corresponding to stress period durations of 2 days, 7 days, 1 month, 3 months, 6 months, 1 year, 2 years and 10 years. Those values of p were chosen to represent meaningful periods for hydraulic and meteorological events.

The mean is chosen as the aggregation function. The choice has been made according to the use of the recharge rate and according to the advice of experts to maintain the overall flux balance. To ensure comparable approximate simulations, the aggregation has also to impact the values of the stress period duration. Indeed, the simulation period must represent a span of 42 years. The stress period duration of the aggregated stress periods is thus changed into the value of p . For instance, with $p = 2$, the inputs are modified as shown in Fig. 3a.

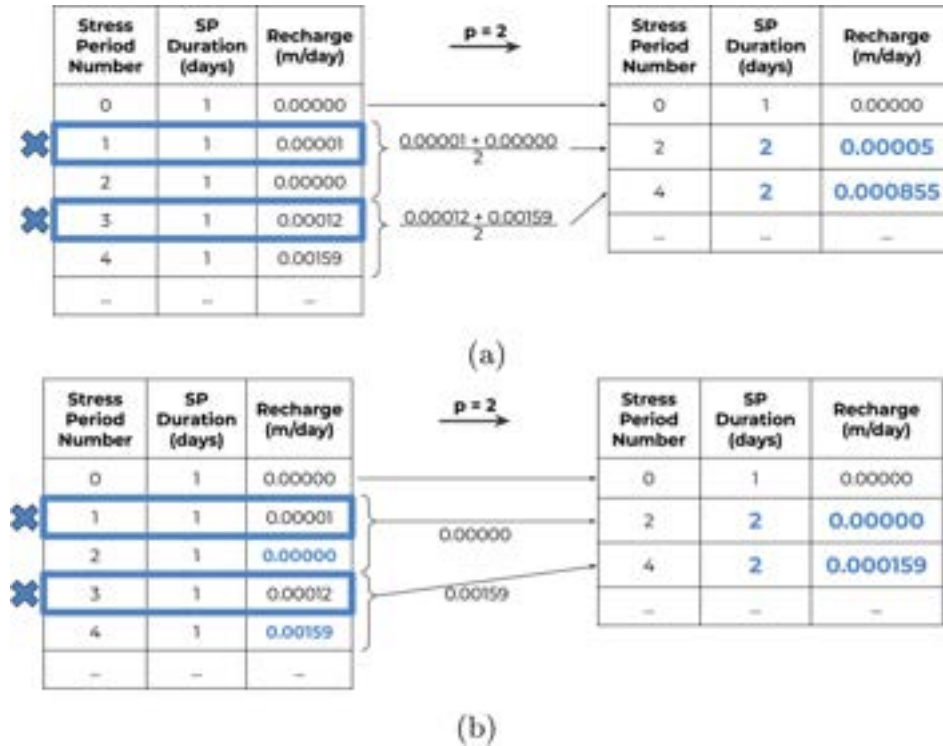


Fig. 3. Aggregation strategies with $p = 2$. a: mean as the aggregation function of the recharge. b: p -th value assigned as the aggregated value of recharge.

Strategy with Assigning the p -th Value as the Aggregated Value of Recharge. The aggregation is again carried out for p being equal to 2, 7, 30, 90, 182, 365, 730 and 3652. The stress period duration is changed into the value of p and the recharge value of the p -th stress period is assigned as the mean recharge value for the corresponding aggregated stress periods. The aggregation is carried out as presented in Fig. 3b for $p = 2$.

5.3 Conditions of the Experimentation

Modflow is run as a fortran written executable with compiled code for computing the groundwater flows in the aquifer. A wrapping software layer written in Python by hydrologists is used to configure Modflow and format the simulation inputs. The version of Modflow used is MODFLOW-NWT-SWR1, the U.S. Geological Survey modular finite-difference groundwater-flow model with Newton formulation and with the version number 1.1.4 released on 04/01/2018 associated with the SWR1 which version number is 1.04.0 released on 09/15/2016.

The experimentation is done on a single node with a Intel(R) Xeon(R) CPU E5-2650 v4 processor with 2.20 GHz. Each simulation is run on a single core with 2 threads and 8 GB RAM. The model is embedded inside a Docker image deployed on a virtual machine for each simulation. The virtual machine is a Alpine Linux 3.4.3 amd64. Through the Docker image, the memory available for each simulation is limited to 2 Gb. These measures are taken to limit variations in the experimentation environment.

6 Evaluation

In this section, we validate our ability to apply the **loop aggregation** on our motivating scenario presented in Sect. 2. The goal is to answer the following research questions:

RQ1: Is **loop aggregation** able to perform substantial performance increase while maintaining meaningful results for experts?

RQ2: Is the **loop aggregation** technique able to produce relevant trade-offs for various input data such as climate scenarios and geographical sites?

6.1 Acceptation Criterion

Domain experts have established an approximation indicator called acceptance criterion, which represents a threshold under which the indicator value should remain for the approximated results to be considered acceptable.

Simulation approximations are defined on the quantities of interest of the models. Considering the issues of coastal saturation, the relevant quantities derive from the proximity of the aquifer to the surface. When the top of the aquifer (water table) approaches the soil surface at a distance smaller than d_c , water resources, soil humidity, flooding risks and other human activities are

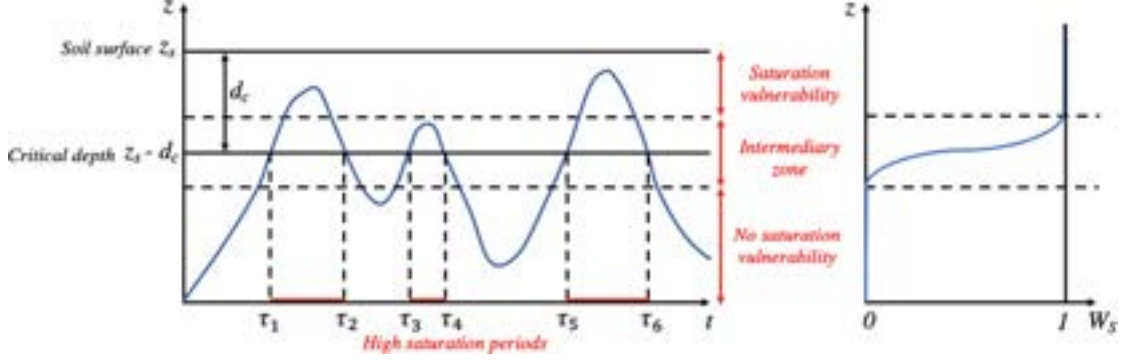


Fig. 4. Vulnerability zone and the associated representation of W_s .

impacted. The characteristic distance d_c depends on the type of human activity (e.g. agriculture or cities). It also depends on local choices of collectivities.

However, the transition is not sharp. Rather, it is a transition zone from not vulnerable conditions when the aquifer is deep enough to vulnerable close to the surface (Fig. 4). The width of the transition zone will be noted Δd_c and be taken as a linear function of d_c with $\Delta d_c(\mathbf{x}) = \alpha d_c(\mathbf{x})$ where α is the proportionality factor and $\mathbf{x}$ is the position. With d_c typically of the order of 30 cm and α equal to 1/3, the Δd_c the transition width is of the order of 10 cm.

Approximations on the quantities of interest will thus be weighted according to their proximity to the surface with the function $W_s(h)$, presented in Eq. 1, where h is the piezometric level and z_s is the altitude of the soil surface.

$$W_s(h) = \begin{cases} 0 & \text{if } h < z_s - (d_c + \frac{\Delta d_c}{2}) \\ \sin\left(\frac{\pi}{2} \frac{h - (z_s - (d_c + \frac{\Delta d_c}{2}))}{\Delta d_c}\right) & \text{if } z_s - (d_c - \frac{\Delta d_c}{2}) \leq h \leq z_s - (d_c + \frac{\Delta d_c}{2}) \\ 1 & \text{if } h > z_s - (d_c - \frac{\Delta d_c}{2}) \end{cases} \quad (1)$$

The H indicator $\|\Delta h\|_2$ on the saturation level is defined by Eq. 2. The threshold for the H indicator is set by hydrologists to 0.1 m, meaning that any approximation of the water table depth within a margin of 10 cm is acceptable. Variables issued by the reference and approximate simulations are indexed by the letters R and A respectively.

$$\|\Delta h\|_2 = \sqrt{\frac{\sum_t \sum_x \max[W_s(h_R(x, t)), W_s(h_A(x, t))] * (h_R(x, t) - h_A(x, t))^2}{\sum_t \sum_x \max[W_s(h_R(x, t)), W_s(h_A(x, t))]} \quad (2)$$

6.2 [RQ1] Performance Increase with Loop Aggregation

To answer **RQ1**, we assess the performance increase and the acceptance criterion when applying **loop aggregation** on the Modflow model (Sect. 2). We use two aggregation strategies with the same inputs (site, i.e. Lestre, and recharge series). The reference simulation is run in 34032 s, i.e. 9 h, 27 min and 12 s.

Experiments with the Strategy of the Mean as the Aggregation Function. We observe in Fig. 5a&c that the most approximated the simulation is, the fastest it is. It follows the rational idea that, for a dominantly linear model, the duration of the execution is directly linked to the number of iterations in the loop. With respect to the acceptance criterion, the approximated simulations performed in our experiment with a period of less than one year ($p = 365$) are considered to produce acceptable outputs. Within these acceptable outputs, the shortest execution time (1149 s or 19 min and 9.0 s) is obtained with the simulation of one year stress periods. The execution time is reduced by more than 29 times, a speed-up of more than 96.6%.

Test with the Strategy of the p -th Value Assigned to the Aggregated Value. Loop aggregation shows again a performance gain (Fig. 5b&d). We observe that the H indicator is higher for the same aggregation rate than for the previous strategy which is consistent with the fact that we introduce more approximation here (i.e. the recharge values of the aggregated iterations are not taken into account). The best speed-up is 87.49% with $p = 30$ (Fig. 5d).

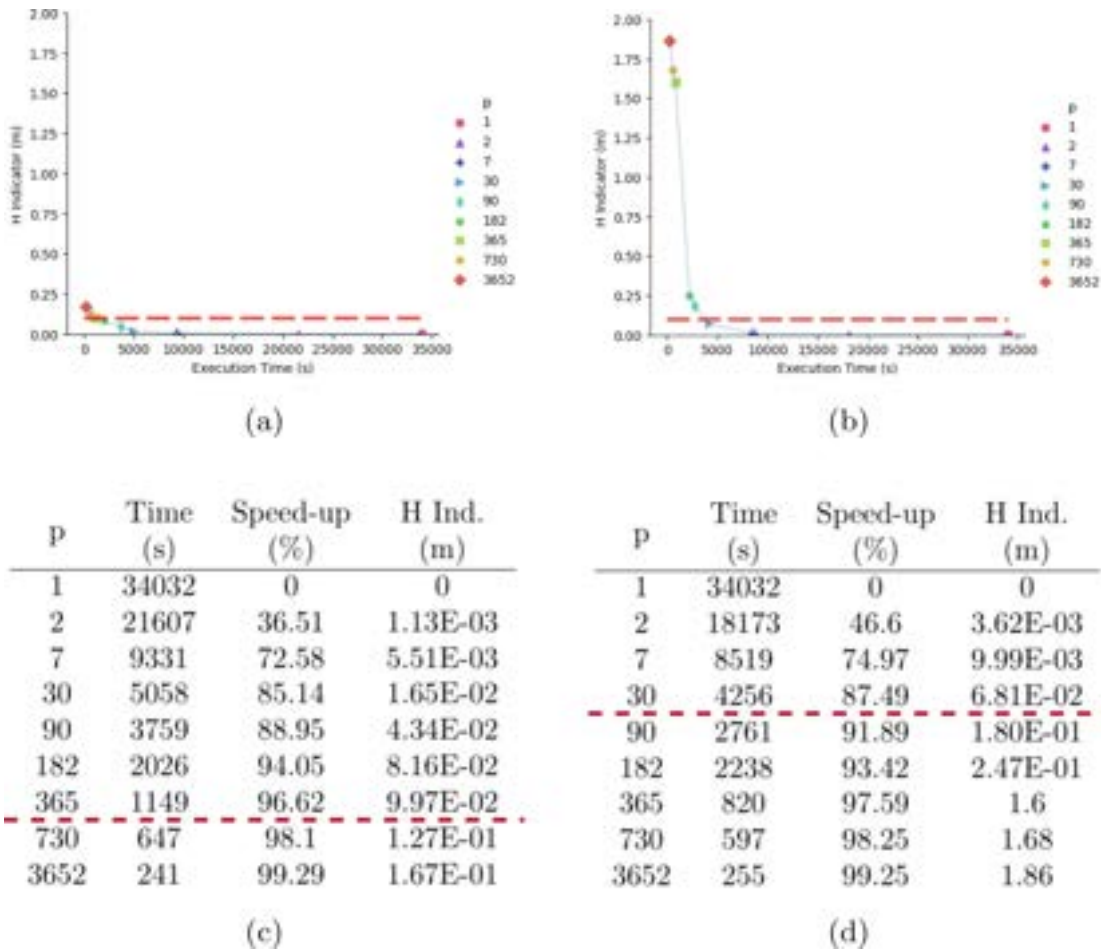


Fig. 5. Evolution of H indicator and speed-up according to p for the mean aggregation function strategy (a and c) and for the strategy with the p -th value as the aggregated value (b and d). The red dashed line represents the value of the acceptance criterion. c, d: H Ind. = H Indicator. (Color figure online)

Table 1. Variability of time across replicate simulations. RSE = Relative Standard Error.

p	Number of replicates	Mean (s)	Median (s)	Standard Deviation (s)	RSE (%)
1	30	3.57E+04	3.66E+04	3.01E+03	8.42
365	30	1.02E+03	9.68E+02	1.71E+02	16.77
3652	30	2.07E+02	2.00E+02	2.76E+01	13.33

Stability of the Execution Time Across Simulations. To assess the stability of the execution time obtained for the simulations, we run 30 replicates of the reference simulation and 30 replicates of the simulation with $p = 365$ and $p = 3652$. We use here the approximation with the mean aggregation function. The summary of the results is shown in Table 1. The execution times are stable enough to back the conclusion of substantial performance increase, i.e. the standard deviations and relative standard errors are significantly lower than the speed-up.

To answer **RQ1**, the **loop aggregation** provides substantial performance increase while preserving accepted results for the Modflow hydraulic simulator.

6.3 Approach Robustness

To answer **RQ2**, we experiment **loop aggregation** with other inputs such as climate scenarios (i.e. recharge series) or geographic sites. In these experiments, we use the mean aggregation strategy for the following case studies.

Another Climate Scenario. In this experiment, we use another climate scenario while the rest of the experiment inputs remain the same as in inprevious section. Again, **loop aggregation** leads to a substantial speed up 84.84% ($p = 90$), while remaining within the acceptance criterion.

Replication on Other Geographical Sites. We conduct the same experimentation on 22 other geographical sites. The cumulative execution time amounts to 24 days, 15 h, 44 min and 27 s. The speed-up between the reference simulation and the fastest acceptable approximation is illustrated in Fig. 6 across the sites.

Empirically, we find that **loop aggregation** enables an acceptable approximate simulation for all sites. The gains are not homogeneous but they are substantial. The mean and median speed-up are 91.93% and 95.13% with a minimum of 72.26% (Doville) and a maximum of 99.78% (Graye-sur-Mer).

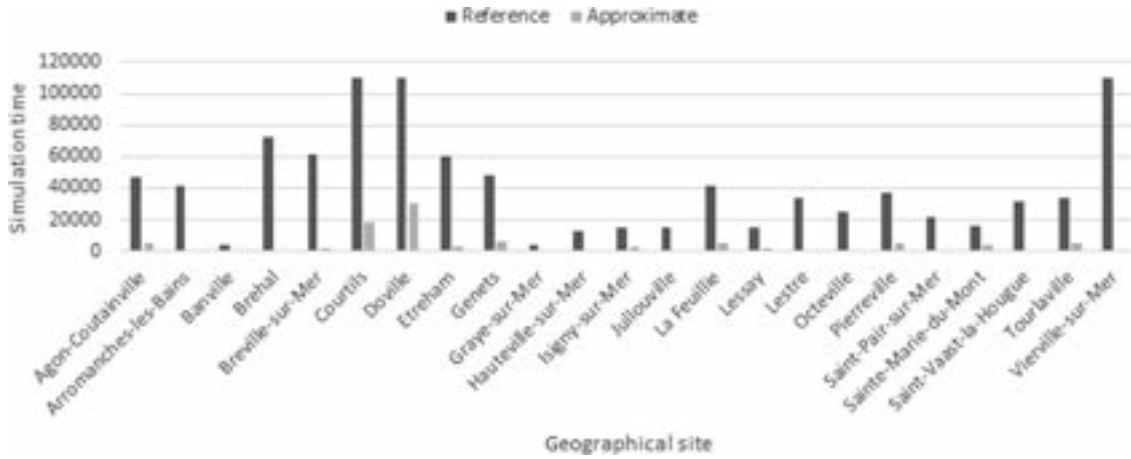


Fig. 6. Speed-up across different geographical sites.

To answer **RQ2**, the **loop aggregation** technique provides appealing speed-up while maintaining acceptable results with various inputs (i.e. recharge series and geographical sites).

6.4 Threats to Validity

Although we empirically validate that the **loop aggregation** approach gives conclusive results for the Modflow scientific simulator in several scenarios, some internal and external limitations remain. Our approach is not analytical but empirical. Our technique may not be the only answer to find trade-off between performance and acceptability with a minimal set-up. The experimentation was carried out on a specific environment. Care should be taken to ensure that the conclusion can be made with other environments. Moreover, while the indicator used to determine the acceptability of the approximated results were given by experts, it may not meet the expectations of other Modflow experts. To mitigate these limitations, the experimentations have been carried out with various inputs (several sites, another recharge series) and a second aggregation strategy. Regarding external limitations, our implementation of **loop aggregation** is limited to a single scientific simulation model based on a differential equation and to aggregating temporal data. Following works are needed to apply the technique with an aggregation on spatial data as well as including other scientific simulation models (e.g. other forms of equations).

7 Related Work

Other scientific approaches address the problem of providing trade-off between accuracy and performance. The common goals of these works is to create a surrogate model that can provide an acceptable solution while using less resources. We can classify all these various works in three different categories: the statistical approaches, model reduction approaches and AC approaches.

7.1 Statistical Approaches

We gather under the umbrella of statistical approaches all techniques that consist in finding correlation between a set of inputs and outputs of the model. It therefore encompasses most machine learning and regression techniques. These black-box techniques do not impose access to the inner model, but require both access to a large number of inputs/outputs of the model and a training period. At the end of the process, the original model is replaced by the learned model.

In [5], authors present an approach to efficiently explore architectural design spaces through the replacement of simulator by a learned artificial neural network. The artificial neural network is trained through sample inputs which were obtained by repeated execution of the initial simulator.

In [4], authors describe an approach which builds a surrogate model of a mobile network simulator. This surrogate model is then used to guide an optimisation technique. In [13], authors elaborate on a technique which leverage Kriging models to be used for global multidisciplinary design optimisation.

7.2 Model Reduction Approaches

Model reduction approaches [6] refer to a set of techniques that aim to reduce the complexity of the simulation model used to represent the natural phenomenon. The design of the reduced model is done manually and requires both a deep understanding of the natural phenomenon and model reduction techniques. At the end of the process, the original model is replaced by the reduced model.

In [6], authors review the various model reduction techniques used in fluid dynamics systems. In [2], authors present a tailored used of space and time decomposition to transform the original model into several reduced models.

7.3 Approximate Computing Approaches

AC approaches [7] refer to a set of techniques that aim to balance accuracy of computing with performance. These techniques leverage the initial software or model and automatically reduce its computation time by performing systematic approximations. These techniques are automatic and systematic and keep the structure of the original model.

In [12], authors present one of the major technique of AC: **loop perforation**. This technique, which is presented in more details in Sect. 3, consists in reducing the required computing for a software loop by performing only a subset of its iteration. In [10], authors present an **approximate loop unrolling** technique for trading performance of loop over precision. They applied their technique, on computer vision library, music synthesizer library, text search engine and a machine learning library.

Our loop approximation technique is inspired by the approximate loop unrolling technique but as mentioned in Sect. 4, applying this approach directly on a scientific computation model would radically change the case study and therefore it is not suitable.

Other works have been proposed to reduce the computation of loop iterating over matrices. In [3], authors present an approach, called randomized numerical linear algebra, which intends to remove randomly (according to a distribution law) some data from a matrix to accelerate its processing. As mentioned before, removing data is not a suitable approach since it will completely change the subject of study.

8 Conclusion and Future Work

In this paper, we propose **loop aggregation**, an approximate scientific computing technique, that enables to automatically and systematically reduce the main loop of a simulation model by aggregating the corresponding spatial or temporal data. It can either be implemented as a black-box approximation with a data pre-processing or as a white-box model transformation. Our experimentation on a hydraulic simulator shows a median 95.13% speed-up of the simulation time while preserving acceptable results for all the 23 use cases. The approach is supported with a minimal set-up as opposed to time-consuming model reduction and resource-demanding statistical techniques. The flexibility provided ensures that users can explore the simulations according to their specific constraints.

These results encourage further validation of the **loop aggregation** approach on other scientific simulation models with other forms of equations or other simulation contexts. The technique does not replace the other statistical or model reduction approaches applied to scientific models but rather complements them. Indeed, thanks to its minimal set-up, it can be used during a first approximation phase to generate input/output pairs that can later be used for more efficient statistical approaches as well as allowing a first exploration of the model to better understand it for a possible model reduction approach later on.

References

1. Chaturantabut, S., Sorensen, D.C.: Nonlinear model reduction via discrete empirical interpolation. *SIAM J. Sci. Comput.* **32**, 2737–2764 (2010)
2. Chinesta, F., Ladeveze, P., Cueto, E.: A short review on model order reduction based on proper generalized decomposition. *Arch. Comput. Methods Eng.* **18**(4), 395 (2011)
3. Drineas, P., Mahoney, M.: RandNLA. *Commun. ACM*, May 2016. <https://doi.org/10.1145/2842602>
4. Efsthathiou, D., McBurney, P., Zschaler, S., Bourcier, J.: Surrogate-assisted optimisation of composite applications in mobile ad hoc networks. In: *Proceedings of the 2014 Annual Conference on Genetic and Evolutionary Computation*, pp. 1239–1246. ACM (2014)
5. İpek, E., McKee, S.A., Caruana, R., de Supinski, B.R., Schulz, M.: Efficiently exploring architectural design spaces via predictive modeling. In: *Proceedings of the 12th International Conference on Architectural Support for Programming Languages and Operating Systems, ASPLOS XII*, pp. 195–206. Association for Computing Machinery, New York (2006)

6. Lassila, T., Manzoni, A., Quarteroni, A., Rozza, G.: Model order reduction in fluid dynamics: challenges and perspectives. In: Quarteroni, A., Rozza, G. (eds.) *Reduced Order Methods for Modeling and Computational Reduction*. MMSA, vol. 9, pp. 235–273. Springer, Cham (2014). https://doi.org/10.1007/978-3-319-02090-7_9
7. Mittal, S.: A survey of techniques for approximate computing. *ACM Comput. Surv.* **48**(4), 62:1–62:33 (2016). <https://doi.org/10.1145/2893356>
8. Niswonger, R., Panday, S., Ibaraki, M.: MODFLOW-NWT: A Newton Formulation for MODFLOW-2005: U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A37 (2011). <https://pubs.usgs.gov/tm/tm6a37>. Accessed 4 Dec 2019
9. Razavi, S., Tolson, B.A., Burn, D.H.: Review of surrogate modeling in water resources. *Water Resour. Res.* **48**(7), (2012). <https://doi.org/10.1029/2011WR011527>
10. Rodriguez-Cancio, M., Combemale, B., Baudry, B.: Approximate loop unrolling. In: *CF 2019 - ACM International Conference on Computing Frontiers*, Alghero, Sardinia, Italy, pp. 94–105. ACM (2019). <https://doi.org/10.1145/3310273.3323841>
11. Rowley, C.W., Dawson, S.T.M.: Model reduction for flow analysis and control. *Annu. Rev. Fluid Mech.* **49**(1), 387–417 (2017). <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010816-060042>
12. Sidiroglou-Douskos, S., Misailovic, S., Hoffmann, H., Rinard, M.: Managing performance vs. accuracy trade-offs with loop perforation. In: *Proceedings of the 19th ACM SIGSOFT Symposium and the 13th European Conference on Foundations of Software Engineering*. p. 124–134. ESEC/FSE 2011, Association for Computing Machinery, New York, NY, USA (2011). <https://doi.org/10.1145/2025113.2025133>
13. Simpson, T., Mauery, T., Korte, J., Mistree, F.: Kriging models for global approximation in simulation-based multidisciplinary design optimization. *AIAA J.* **39**(12), 2233–2241 (2001). <https://doi.org/10.2514/2.1234>

HydroModPy Documentation

Release 1.0.0

**Alexandre Gauvain
Ronan Abhervé
June Sallou
Clément Roques
Jean-Raynald de Dreuzy**

Mar 27, 2022

CONTENTS

1	Introduction	2
2	HydroModPy Installation Procedure	3
2.1	GitLab Repository	3
2.2	Conda Environment	3
3	Watershed Object	6
3.1	The Watershed class	6
3.2	Watershed Structure	6
3.3	Watershed Settings	7
3.4	Watershed Data	9
4	Groundwater Flow	11
4.1	The GroundwaterFlow class	11
4.2	Groundwater Flow Model	11
4.3	Particle Tracking Model	12
5	Tools	13
5.1	The Functions class	13
5.2	The VTK class	13
6	Examples	15
6.1	Import Modules	15
6.2	Configuration Path	15
6.3	Build Watershed Object	16
6.4	Set up and Run Steady State Groundwater Flow Model	18
6.5	Cross-Section Visualization	19
6.6	3D Visualization	21
6.7	Set up and Run Transient State Groundwater Flow Model	21
7	Indices and tables	23
	Index	24



INTRODUCTION

The current environmental situation requires assessment of future changes in both quality and quantity of water resources from catchment to regional scales. To address this challenging task, it is necessary to implement efficient numerical approaches to explore how the surface and subsurface compartments of the hydrological cycle behaves in response to changes in climate, land use and anthropogenic activities. With recent advancements in open-source modeling tools, the continuous improvement of computation powers, and with the availability of global databases compiling key climatic and geomorphic information, the implementation of efficient numerical models becomes now possible.

However, setting-up a catchment-scale hydrological model is a complex task. The challenge resides in the discretization of surface and subsurface compartments with relevant hydrodynamics properties that properly captures the dynamics of the coupled processes. Models are usually built within a graphical user interface (GUI). GUIs allow a high level of simplicity and intuitiveness to setup a model and have therefore become the standard for building numerical ground-water models. The use of a GUI can quickly show limitations when one aims at performing parameter exploration, sensibility and uncertainties analysis across various catchments. This limitation can be remedied through the help of programming languages such as Python or Matlab. Specifically, Python is an interpreted, object-oriented programming language that has gained popularity in the fields of science and engineering. Python packages have already been developed to satisfy the increasing need to develop hydrological models but a toolbox allowing rapid and replicable implementation of catchment-scale hydrological model is still missing. This paper aims at moving forward in our capabilities to quantify geomorphic, climatic and hydrogeological controls on the partitioning of water within a large variability of catchments. We implement a new Python toolkit named HydroModPy that automatically builds, runs, calibrates and visualize the results of a catchment-scale hydrological model. In this article, we present the objectives of HydroModPy and develop the typical workflow of this new tool.

The development of HydroModPy started in 2018 to facilitate the deployment of hydrological models in catchments located in the crystalline basement region of Normandy and Brittany in France. HydroModPy aggregates a multitude of open-source packages in a way that can be easily implemented and shared among the scientific communities. Two main objectives have guided the development of this tool. Firstly, HydroModPy is designed to extract and discretized the catchment from a Digital Elevation Model (DEM) and to retrieve automatically from national and global databases all the data required to calibrate the model. The aim is to obtain a standardized procedure to setup and run batch of simulations across different catchments with standardized inputs. The second objective is to visualize and compare model results generated by the different modelling programs available in HydroModPy. Finally, the HydroModPy platform provides a tool that can be used for education based on hydrological modelling .

HYDROMODPY INSTALLATION PROCEDURE

2.1 GitLab Repository

Download HydroModPy from GitLab repository at this link: <https://gitlab.com/Alex-Gauvain/HydroModPy/-/archive/master/HydroModPy-master.zip> Or clone it using Git: <https://gitlab.com/Alex-Gauvain/HydroModPy.git>

2.2 Conda Environment

2.2.1 Install Anaconda or Miniconda

Download and install at the following link: <https://docs.conda.io/en/latest/miniconda.html>

2.2.2 Create conda environment

Open conda command window through anaconda navigator or command prompt (cmd) , for example. Go to the directory (/cd HydroModPy/CORR_COMM/readme) so that the following command finds the environment.yml file

Execute the command:

```
conda env create -f environment.yml -n hydromodpy
```

The environment.yml file contains the following packages:

```
channels:
- conda-forge
- defaults
dependencies:
- python=3.8.10
- ipykernel
- pip
- whitebox
- gdal
- flopy
- fastscape
- xarray-simlab
- pytables
- deepdish
- netCDF4
```

(continues on next page)

(continued from previous page)

```
- pandas
- geopandas
- imageio
- rasterio
- pyshp
- selenium
- matplotlib
- matplotlib-scalebar
- vedo
- jupyter
- jupyterlab
- spyder
- pip:
  - recommonmark
  - readthedocs-sphinx-ext
  - hydroeval
  - geopy
  - pyproj
  - contextily
  - colormap
- mock
- pillow
- sphinx
- sphinx_rtd_theme
name: hydromodpy
```

Check that environment exists:

```
conda env list
```

2.2.3 Install ChromeDriver for Selenium library (Optional)

Optional : Only if you want recover automatically the data of watershed. Only for french data for the time being.

Selenium is a library that manages interaction with files in the web

It requires the following file to be downloaded:

<https://chromedriver.chromium.org/downloads>

The .exe should be stored in a local folder.

The directory name of the file should be added to the user path of the environment variables (“configuration pannel”

-> “system” -> “system parameter” -> “environment variables”)

Click on “Path” -> “modify” -> “add path” of the .exe

2.2.4 Go into conda environment

Execute in command window:

```
activate hydromodpy
```

Check that libraries are installed:

```
conda list
```

2.2.5 Go to Ipython Notebook or Spyder

Go to folder of Ipython Notebook or spyder to run Execute:

```
jupyter lab
```

or

```
spyder
```

Find, open and run notebook or script

WATERSHED OBJECT

3.1 The Watershed class

3.2 Watershed Structure

3.2.1 The Geographic class

```
class geographic.Geographic(dem_path, x, y, snap_dist=150, buff_percent=10,  
                             out_path='/home/docs/checkouts/readthedocs.org/user_builds/hydromod/checkouts/latest/CORE_C  
                             from_shp=None, from_dem=False, from_xy=[], cell_size=100,  
                             regio_path=None)
```

Bases: object

class Geographic used to clip the watershed from regional DEM

watershed_shp: str path of watershed shapefile

watershed_box_shp: str path of watershed shapefile (boundaries box)

watershed_fill: str path of watershed filled

watershed_dir: str path of watershed flow direction

processing(dem_path, x, y, snap_dist, buff_dist, out_path) creates files to extract watershed from regional DEM

post_processing_dem(dem_path) loads files to

model_from_dem(dem_path, out_path, cell_size)

post_processing_dem()

processing(dem_path, x, y, snap_dist, buff_percent, out_path)

3.2.2 The Subbasins class

3.3 Watershed Settings

3.3.1 The Forcing class

class forcing.**Forcing**(*out_path*)

Bases: object

update_effppt_surfex(*clim_mod, clim_sce, first_year, last_year, time_step, sim_state=None*)

update_recharge(*values, sim_state*)

update_recharge_surfex(*clim_mod, clim_sce, first_year, last_year, time_step, sim_state=None*)

update_runoff_surfex(*clim_mod, clim_sce, first_year, last_year, time_step, sim_state=None*)

update_sinusoid_recharge(*serie, period, amplitude, offset, omega, phase*)

update_synthetic_recharge(*rech, shape, years, start_date='2020-08', freq=None, dis='normal'*)

3.3.2 The Hydrodynamic class

class hydrodynamic.**Hydrodynamic**(*nrow: int, ncol: int, hyd_cond_init: float = 8.64, porosity_init: float = 0.1, thickness_init: float = 50.0*)

Bases: object

class Hydrodynamic is used to specify the values of hydraulic conductivity, porosity and thickness of the modelled aquifer.

Parameters

- **nrow** – number of rows in the DEM.
- **ncol** – number of columns in the DEM.
- **hyd_cond_init** – initial hydraulic conductivity of the aquifer. The default is 8.64.
- **porosity_init** – initial porosity of the aquifer. The default is 0.1.
- **thickness_init** – initial thickness of the aquifer. The default is 50.

Variables

- **hyd_cond** (numpy.ndarray) – (nrow, ncol) – initial value: hyd_cond_init
- **porosity** (numpy.ndarray) – (nrow, ncol) – initial value: porosity_init
- **thickness** (int) – initial value: thickness_init
- **calib_zones** (numpy.ndarray) – (nrow, ncol) – initial value: 1

update_calib_zones(*zones: numpy.ndarray*)

Updates the calib_zones zone number with zone. The array values must be int and start at 1.

Parameters **zones** – localisation of the calibration zones in the DEM.

update_hyd_cond(*hyd_cond_value: float*)

Updates hyd_cond with a constant value hyd_cond_value.

Parameters **hyd_cond_value** – hydraulic conductivity of the aquifer.

update_hyd_cond_from_calib_zones(*num_zone: int, hyd_cond_value: float*)

Updates hyd_cond with a value hyd_cond_value at the location of the num_zone in the calib_zones

Parameters

- **num_zone** – the zone number
- **hyd_cond_value** – hydraulic conductivity of the aquifer.

update_hyd_cond_with_geology(*geology_code, geology_array, hyd_cond_values*)

Updates hyd_cond with values in hyd_cond_values at the location of the geology_code in the geology_array

Parameters

- **geology_code** (list of int) – list of geology entities.
- **geology_array** (numpy.ndarray(int)) – localisation of the geology entities in the DEM.
- **hyd_cond_values** (list of float) – hydraulic conductivity values for each geology code. Must be the same length of geology_code.

update_porosity(*porosity_value: float*)

Updates porosity with a constant value porosity_value.

Parameters **porosity_value** – porosity of the aquifer.

update_porosity_from_calib_zones(*num_zone: int, porosity_value: float*)

Updates porosity with a value porosity_value at the location of the num_zone in the calib_zones

Parameters

- **num_zone** – the zone number
- **porosity_value** – porosity of the aquifer.

update_porosity_with_geology(*geology_code, geology_array, porosity_values*)

Updates porosity with values in porosity_values at the location of the geology_code in the geology_array

Parameters

- **geology_code** (list of int) – list of geology entities.
- **geology_array** (numpy.ndarray(int)) – localisation of the geology entities in the DEM.
- **porosity_values** (list of float) – hydraulic conductivity values for each geology code. Must be the same length of geology_code.

update_thickness(*thickness_value: float*)

Updates the thickness with a constant value thickness_value.

Parameters **thickness_value** – thickness of the aquifer.

update_thickness_from_calib_zones(*num_zone: int, thickness_value: float*)

Updates thickness with a value thickness_value at the location of the num_zone in the calib_zones

Parameters

- **num_zone** – the zone number
- **thickness_value** – thickness of the aquifer.

3.4 Watershed Data

3.4.1 The Geology class

```
class geology.Geology(out_path, geographic, geo_path, landsea, types_obs='GEO1M.shp',
                      fields_obs='CODE_LEG')
    Bases: object
    generate_structure_dem(data_folder, geographic)
    geo_to_K(K_geo_values)
        geology_array: 2D arrays - code of geology entities K_geo_values: 1D array (same size that geology code
        variable) - correspondence between geology codes and hydraulic conductivity values
    geology_array(data_folder)
    geology_elevation(geographic)
```

3.4.2 The Hydrology class

```
class hydrology.Hydrology(out_path, types_obs, fields_obs, geographic, hydro_path)
    Bases: object
    clip_observed(type_obs, field_obs, hydro_path, data_folder, watershed_shp, watershed_dem)
```

3.4.3 The Oceanic class

```
class oceanic.Oceanic
    Bases: object
    display_data(values)
    extract_data(out_path, geographic, oceanic_path=None)
    idx_from_global_map(path, geographic)
    mean_sea_level(geographic, oceanic_path)
    rise_sea_level(geographic, oceanic_path)
    update_MSL(value)
```

3.4.4 The Climatic class

```
class climatic.Climatic(out_path, surfex_path, watershed_shp)
    Bases: object
    display_all_variables(model=None, start='1960', end='2010')
    display_annual_scenarios(var=None)
    display_anomaly(mod=None, var=None, per_hist=[1950, 2005], per_fut=[[2006, 2020], [2021, 2035],
    [2036, 2050], [2051, 2100]])
    display_intermensual_scenarios(var=None)
    extract_cells_from_shapefile(surfex_path, watershed_shp)
        extract cells
```

surfex_path [TYPE] DESCRIPTION.

watershed_shp [TYPE] DESCRIPTION.

None.

extract_values_from_h5file(*data_folder*, *surfex_path*)

3.4.5 The Piezometry class

class piezometry.**Piezometry**(*out_path*, *geographic*)

Bases: object

add_data()

display_data(*value='elevation'*, *start=None*, *end=None*)

download_init_data(*data_folder*, *geographic*)

extract_piezos_from_watershed(*data_folder*, *geographic*)

extract_data_from_code_bss(*data_folder*)

load_piezometric_data(*data_folder*)

GROUNDWATER FLOW

4.1 The GroundwaterFlow class

```
class groundwaterflow.GroundwaterFlow(geographic, program='modflow', climatic=0.0008, lay_number=1,  
thick=50, bottom=None, thick_exp=1.0, hyd_cond=0.0864,  
porosity=0.01, sea_level=None, cond_decay=0.0,  
time_step='daily', model_name='modflow_model',  
model_folder='/home/docs/checkouts/readthedocs.org/user_builds/hydromod/checkouts/latest/docs/output',  
exe='/home/docs/checkouts/readthedocs.org/user_builds/hydromod/checkouts/latest/docs/bin/mfnwt.exe')
```

Bases: `abc.ABC`

abstract post_processing()
generates output files

abstract pre_processing()
creates pre-processing files/variables

abstract processing()
runs groundwater flow model

4.2 Groundwater Flow Model

4.2.1 The Modflow class

```
class modflow.Modflow(geographic, sink_fill=False, box=True, climatic=0.0008, lay_number=1, thick=50,  
bottom=None, thick_exp=1.0, hyd_cond=0.0864, porosity=0.01, sea_level=None,  
cond_decay=0.0, multip_cond=None, model_name='modflow_model',  
model_folder='/home/docs/checkouts/readthedocs.org/user_builds/hydromod/checkouts/latest/docs/output',  
exe='/home/docs/checkouts/readthedocs.org/user_builds/hydromod/checkouts/latest/docs/bin/mfnwt.exe')
```

Bases: `object`

`model_name` `model_path` `dem` : path of dem file (.tif) `climatic` : float or Dataframe Datatimeseries `lay_number`:
int - number of layer - default is 1 `thickness_aquifer`: float `cond_hyd` :

- homogeneous : float
- heterogeneous : numpy array (same size as the dem)

porosity :

- homogeneous : float
- heterogeneous : numpy array (same size as the dem)

```
post_processing(first_only=False, watertable_elevation=True, watertable_depth=True,  
                seepage_areas=True, outflow_drain=True, groundwater_flux=True,  
                specific_discharge=False, accumulation_flux=True, perenn_intermit_shp=False,  
                groundwater_storage=False, verbose=True, export_tif=True)  
  
pre_processing(verbose=False)  
  
processing(verbose=False)
```

4.2.2 The Chronics class

4.2.3 The Modflow6 class

Coming soon!

4.2.4 The Hs1D class

Coming soon!

4.3 Particle Tracking Model

4.3.1 The Modpath class

```
class modpath.Modpath(geographic, model_name='modflow_model',  
                      model_folder='/home/docs/checkouts/readthedocs.org/user_builds/hydromod/checkouts/latest/docs/output',  
                      exe='/home/docs/checkouts/readthedocs.org/user_builds/hydromod/checkouts/latest/docs/bin/mp6.exe',  
                      porosity=0.01, verbose=True)
```

Bases: object

model_name model_path dem : path of dem file (.tif) climatic : float or Dataframe Datatimeseries lay_number:
int - number of layer - default is 1 thickness_aquifer: float cond_hyd :

- homogeneous : float
- heterogeneous : numpy array (same size as the dem)

porosity: :

- homogeneous : float
- heterogeneous : numpy array (same size as the dem)

```
pre_processing(verbose=True)
```

```
processing(verbose=True)
```

5.1 The Functions class

```
class vtk.Functions(name)
    Bases: object
    getListFromBreaker(modDis, fileLines)
    getListFromBreaker2(modDis, fileLines)
    getListFromDEL(disLines, celldim)
    interpolateCelltoVertex(item)
```

5.2 The VTK class

```
class vtk.VTK(watershed, modelname=None)
    Bases: object
    grid(modelname, modelfolder, save_file, geographic)
        build vtk file of grid model Parameters ——— modelname : str
            name of model.

        modelfolder [str] folder where the model files are save.
        save_file [str] folder where the vtk file is save.
        geographic [Python object] object geographic of watershed class.

    pathlines(modelname, modelfolder, save_file, geographic)
        build vtk file of pathlines
        modelname [str] name of model.
        modelfolder [str] folder where the model files are save.
        save_file [str] folder where the vtk file is save.
        geographic [Python object] object geographic of watershed class.

    piezometers(save_file, piezometry)
    streams(save_file, hydrology, geographic)
        build vtk file of watershed boundary
        save_file [str] folder where the vtk file is save.
```

geographic [Python object] object geographic of watershed class.

watershed_boundary(*save_file*, *geographic*)

build vtk file of watershed boundary

save_file [str] folder where the vtk file is save.

geographic [Python object] object geographic of watershed class.

watertable(*modelname*, *modelfolder*, *save_file*, *geographic*)

build vtk file of watertable

modelname [str] name of model.

modelfolder [str] folder where the model files are save.

save_file [str] folder where the vtk file is save.

geographic [Python object] object geographic of watershed class.

EXAMPLES

6.1 Import Modules

```
# Modules
import os
import pandas as pd
from osgeo import gdal, osr
from IPython import get_ipython
get_ipython().run_line_magic('matplotlib', 'inline')
import matplotlib.pyplot as plt
import imageio

# HydroModPy Modules
from watershed import watershed_root, watershed_display
from tools import to_plot, vtk
from groundwater_flow import plots
```

6.2 Configuration Path

```
# Path to the git repository home page
DIR = dirname(dirname(str(pathlib.Path().resolve()))))
git_path = os.path.join(DIR, "CORE_COMM")
# Path to the test folder
test_path = os.path.join(git_path, "examples", "_example")
# Path where the results will be stored
out_path = os.path.join(test_path, "readthedocs", "out")

# We suggest to store the data in specific folder
dems_path = os.path.join(test_path, 'dem')
hydrology_path = os.path.join(test_path, 'hydrology') # add hydrographic shapefiles
modflow_path = os.path.join(test_path, 'modflow') # add bin/ folder with necessary .exe
climate_path = os.path.join(test_path, 'climate')
piezometry_path = None # add piezometry data or nothing for automatic download
geology_path = None # add geologic layers
oceanic_path = None # add specific sea level files
# Specifically designed to process SURFEX data (France scale)
surfex_path = None # add surfex models in .h5 format
```

(continues on next page)

(continued from previous page)

```

# Indicate the name of the regional DEM
dem_name = "DEM_test_75m_LAMB93.tif"
# dem_name = "DEM_bzh_75m_LAMB93.tif"
dem_path = os.path.join(dems_path, dem_name)

dem = gdal.Open(dem_path)
proj = osr.SpatialReference(wkt=dem.GetProjection())
crs = int(proj.GetAttrValue('AUTHORITY', 1))

# Import the library of watersheds to generate
library_path = os.path.join(test_path, 'watershed_library.csv') # each row is a study site
library = pd.read_csv(library_path, sep=';', header=0, engine='python') # explore
↳ catchment studied

# Select from the library the interest catchment
watershed_name = 'Watershed' # add manually study site information in map units
mysite = library[library['watershed_name'] == watershed_name] # specific row

# Paths generated automatically but necessary for plots
stable_folder = os.path.join(out_path, watershed_name, 'results_stable')
simulations_folder = os.path.join(out_path, watershed_name, 'results_simulations')

# Specify the hydrologic layers to clip
types_obs = ['streams', 'sections'] # list of shapefile name layers
fields_obs = ['FID', 'Persistanc'] # list of shapefile name columns to translate in a tif

```

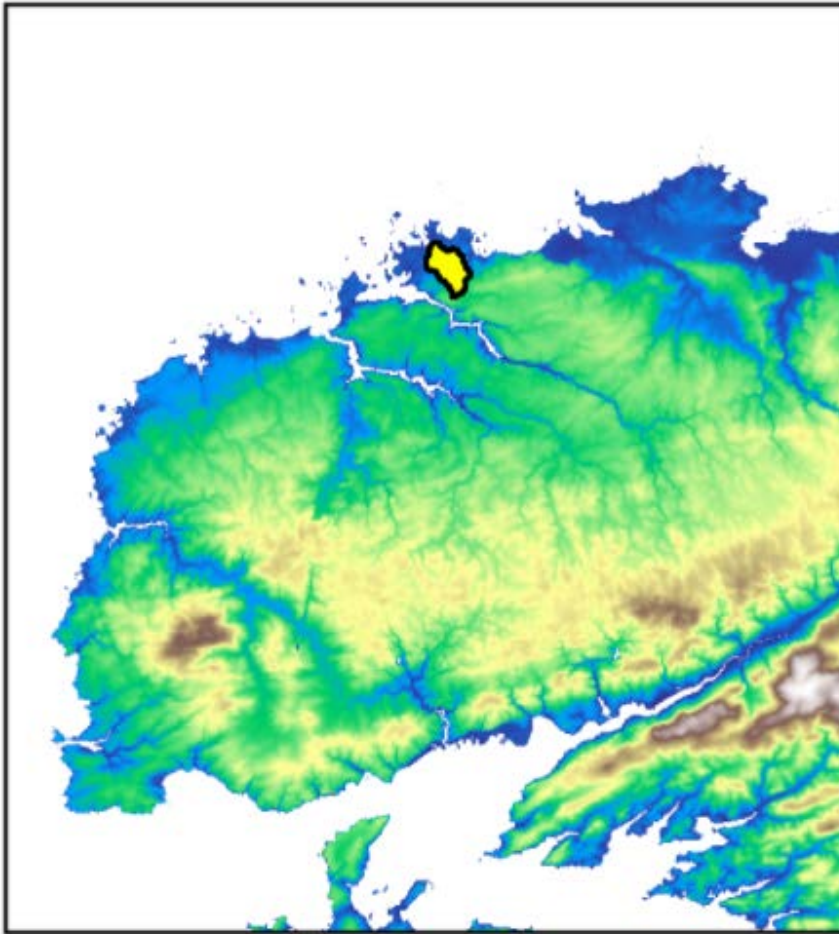
6.3 Build Watershed Object

```

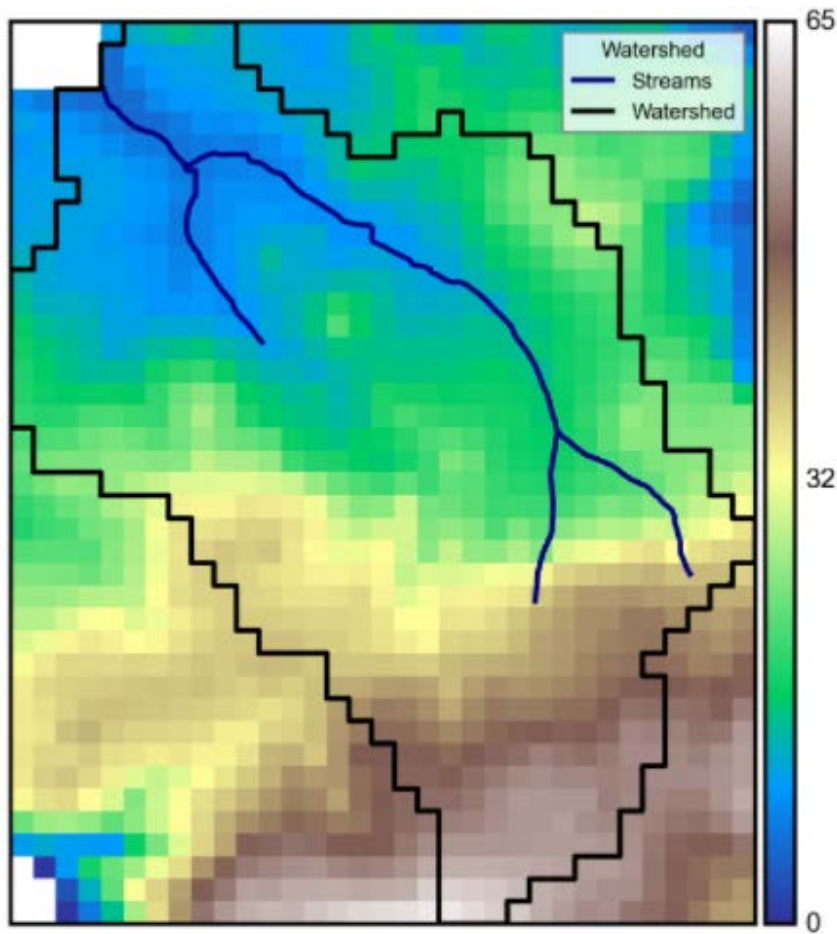
BV = watershed_root.Watershed(watershed_name=watershed_name,
                              dem_path=dem_path,
                              out_path=out_path,
                              surfex_path=surfex_path,
                              geology_path = geology_path,
                              hydrology_path=hydrology_path,
                              oceanic_path=oceanic_path,
                              piezometry_path=piezometry_path,
                              modflow_path=modflow_path,
                              library_path=library_path,
                              load=False, # True if the watershed object is already created
                              types_obs=types_obs,
                              fields_obs=fields_obs)

watershed_display.watershed_local(dem_path, BV)

```



```
watershed_display.watershed_dem(BV)
```



6.4 Set up and Run Steady State Groundwater Flow Model

```
# Choice the state of the simulation
sim_state = 'steady'
first = 2010
last = 2019
time_step = 'M'

# Recharge from a csv
rec = pd.read_csv(climate_path+'_REC_'+time_step+'.csv', sep=';', index_col=[0], parse_
    _dates=True)
rec = rec[(rec.index.year>=first) & (rec.index.year<=last)]
rec = rec.squeeze()
BV.forcing.update_recharge(values = rec/1000, sim_state=sim_state)

# Update hydraulic conductivity
K = 1e-5 * 3600 * 24 * 30 # m/second to m/month
BV.hydrodynamic.update_hyd_cond(K)

# Update aquifer thickness
```

(continues on next page)

(continued from previous page)

```
E = 30 # m
BV.hydrodynamic.update_thickness(E)

# Set name of the model
model_name = sim_state

# Launch a model
BV.run_modflow(ident=model_name, modpath_sim=False, calib=False, sink_fill=False,
               lay_number=1, bottom=None, thick_exp=1., sea_level=None, cond_decay=0.,
               verbose=True)

# Extract result chronics
BV.chronics_modflow(ident=model_name, mask=False, outlet_type=True, calib_only=False,
                   first=first, last=last, time_step='monthly')
```

6.5 Cross-Section Visualization

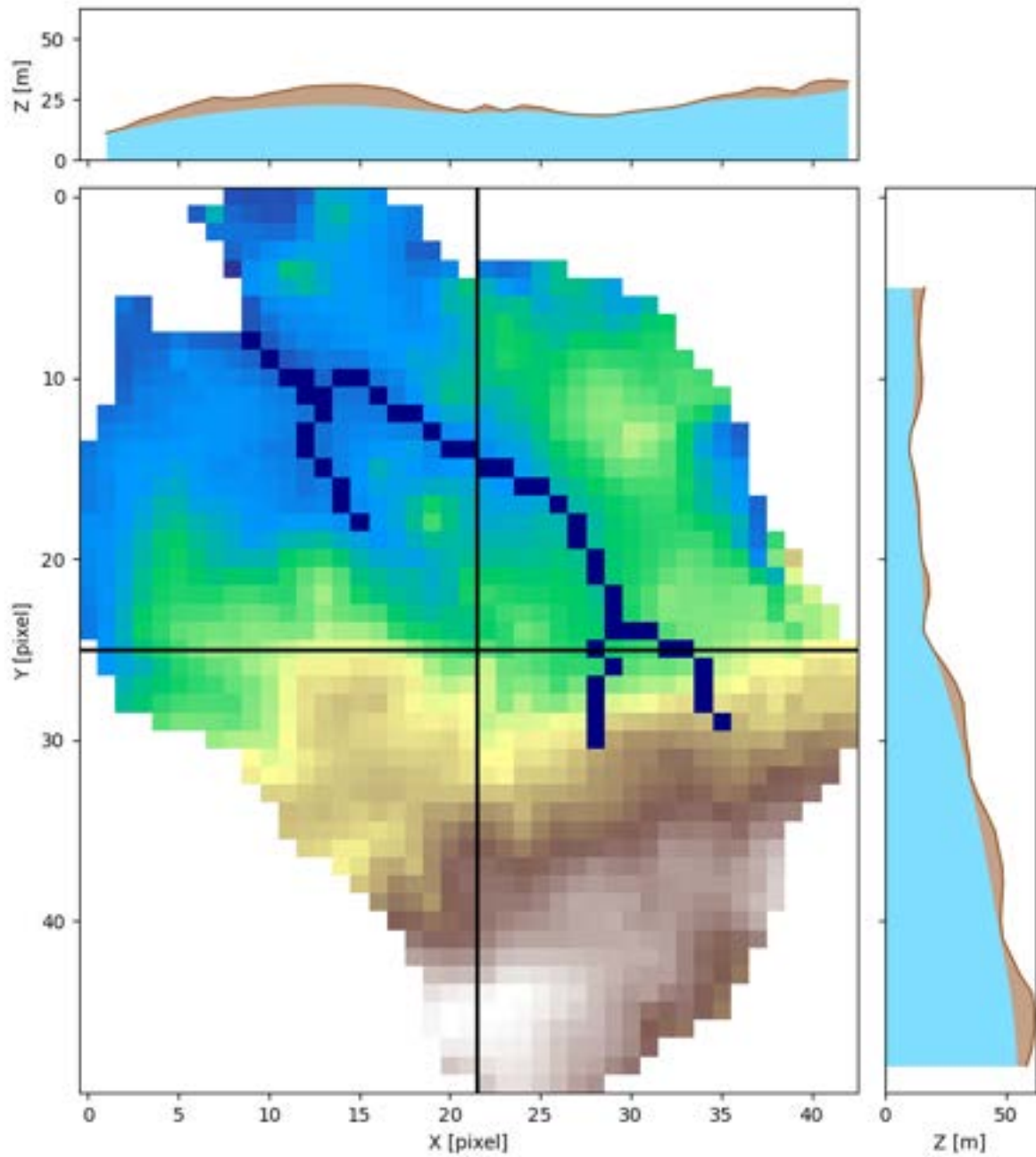
```
# Dem data
dem_data = BV.geographic.dem_data

# Wt data
wt_data = imageio.imread(simulations_folder+model_name+'/_extraction/'+
    'watertable_elevation_(000).tif') # buffer size no masked

# River data
river_data = imageio.imread(stable_folder+'/hydrology/'+
    'sections.tif')

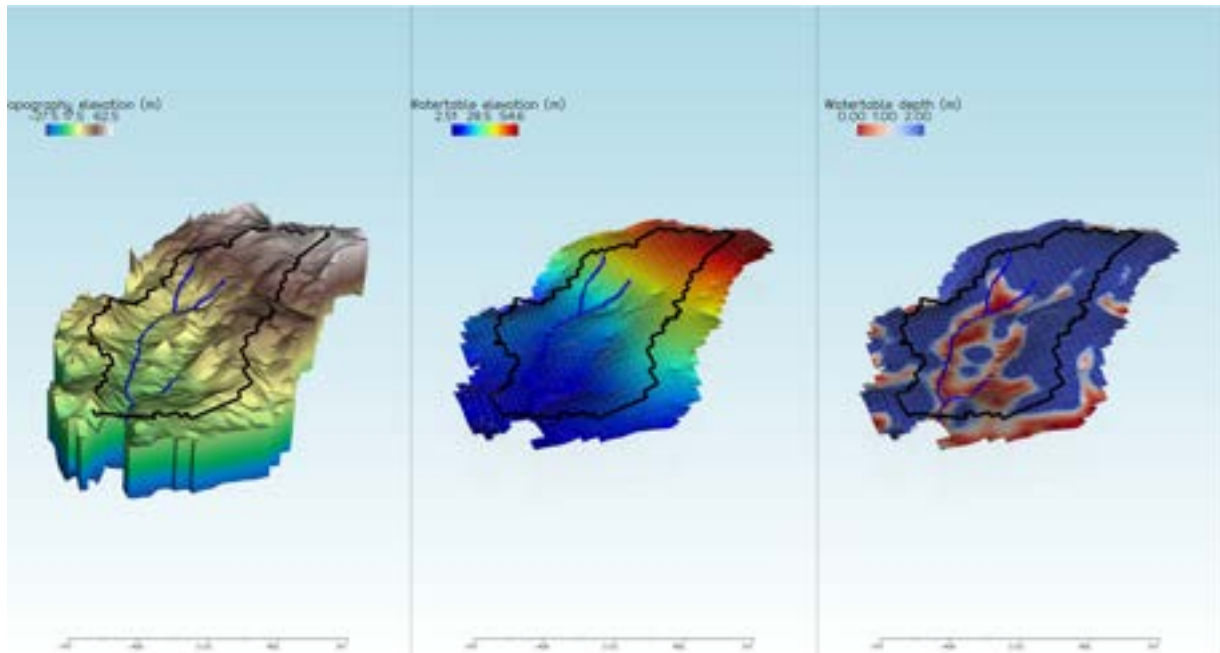
# Function
plots.interactive_cross_section(dem_data, wt_data, river_data, interactive=False)
```

Interactive cross section head



6.6 3D Visualization

```
from groundwater_flow import visualisation
vtk.VTK(BV, model_name)
visu = visualisation.Vizualisation(BV, model_name)
visu.visual3D(interactive=False, object_list=['grid', 'watertable', 'watertable_depth'],
              view='south-west')
```



6.7 Set up and Run Transient State Groundwater Flow Model

```
sim_state = 'transient'

# Update recharge
BV.forcing.update_recharge(values = rec/1000, sim_state=sim_state)

# Update effective porosity
P = 0.01 # -
BV.hydrodynamic.update_porosity(P)

# Set name of the model
model_name = sim_state

# RUN MODEL

# Launch a model
BV.run_modflow(ident=model_name, modpath_sim=False, calib=False, sink_fill=False,
               lay_number=1, bottom=None, thick_exp=1., sea_level=None, cond_decay=0.,
               verbose=True)
```

(continues on next page)

(continued from previous page)

```
print('Modeling process completed')

# Extract result chronics
BV.chronics_modflow(ident=model_name, mask=False, outlet_type=True, calib_only=False,
                    first=first, last=last, time_step='monthly')
print('Result chronics extraction completed')

# Display simulation
plots.SurfaceOutputs(R, simulations_folder, stable_folder, model_name, types_obs, freq_
    ↪interv=12, save_gif=True)
```

INDICES AND TABLES

- `genindex`
- `modindex`
- `search`

A

`add_data()` (*piezometry.Piezometry method*), 10

C

`Climatic` (*class in climatic*), 9

`clip_observed()` (*hydrology.Hydrology method*), 9

D

`display_all_variables()` (*climatic.Climatic method*), 9

`display_annual_scenarios()` (*climatic.Climatic method*), 9

`display_anomaly()` (*climatic.Climatic method*), 9

`display_data()` (*oceanic.Oceanic method*), 9

`display_data()` (*piezometry.Piezometry method*), 10

`display_intermensual_scenarios()` (*climatic.Climatic method*), 9

`download_init_data()` (*piezometry.Piezometry method*), 10

E

`extract_piezoes_from_watershed()` (*piezometry.Piezometry method*), 10

`extract_cells_from_shapefile()` (*climatic.Climatic method*), 9

`extract_data()` (*oceanic.Oceanic method*), 9

`extract_data_from_code_bss()` (*piezometry.Piezometry method*), 10

`extract_values_from_h5file()` (*climatic.Climatic method*), 10

F

`Forcing` (*class in forcing*), 7

`Functions` (*class in vtk*), 13

G

`generate_structure_dem()` (*geology.Geology method*), 9

`geo_to_K()` (*geology.Geology method*), 9

`Geographic` (*class in geographic*), 6

`Geology` (*class in geology*), 9

`geology_array()` (*geology.Geology method*), 9

`geology_elevation()` (*geology.Geology method*), 9

`getListFromBreaker()` (*vtk.Functions method*), 13

`getListFromBreaker2()` (*vtk.Functions method*), 13

`getListFromDEL()` (*vtk.Functions method*), 13

`grid()` (*vtk.VTK method*), 13

`GroundwaterFlow` (*class in groundwaterflow*), 11

H

`Hydrodynamic` (*class in hydrodynamic*), 7

`Hydrology` (*class in hydrology*), 9

I

`idx_from_global_map()` (*oceanic.Oceanic method*), 9

`interpolateCelltoVertex()` (*vtk.Functions method*), 13

L

`load_piezometric_data()` (*piezometry.Piezometry method*), 10

M

`mean_sea_level()` (*oceanic.Oceanic method*), 9

`model_from_dem()` (*geographic.Geographic method*), 6

`Modflow` (*class in modflow*), 11

`Modpath` (*class in modpath*), 12

O

`Oceanic` (*class in oceanic*), 9

P

`pathlines()` (*vtk.VTK method*), 13

`piezometers()` (*vtk.VTK method*), 13

`Piezometry` (*class in piezometry*), 10

`post_processing()` (*groundwaterflow.GroundwaterFlow method*), 11

`post_processing()` (*modflow.Modflow method*), 12

`post_processing_dem()` (*geographic.Geographic method*), 6

`pre_processing()` (*groundwaterflow.GroundwaterFlow method*), 11

`pre_processing()` (*modflow.Modflow method*), 12
`pre_processing()` (*modpath.Modpath method*), 12
`processing()` (*geographic.Geographic method*), 6
`processing()` (*groundwaterflow.GroundwaterFlow method*), 11
`processing()` (*modflow.Modflow method*), 12
`processing()` (*modpath.Modpath method*), 12

R

`rise_sea_level()` (*oceanic.Oceanic method*), 9

S

`streams()` (*vtk.VTK method*), 13

U

`update_calib_zones()` (*hydrodynamic.Hydrodynamic method*), 7
`update_effppt_surfex()` (*forcing.Forcing method*), 7
`update_hyd_cond()` (*hydrodynamic.Hydrodynamic method*), 7
`update_hyd_cond_from_calib_zones()` (*hydrodynamic.Hydrodynamic method*), 7
`update_hyd_cond_with_geology()` (*hydrodynamic.Hydrodynamic method*), 8
`update_MSL()` (*oceanic.Oceanic method*), 9
`update_porosity()` (*hydrodynamic.Hydrodynamic method*), 8
`update_porosity_from_calib_zones()` (*hydrodynamic.Hydrodynamic method*), 8
`update_porosity_with_geology()` (*hydrodynamic.Hydrodynamic method*), 8
`update_recharge()` (*forcing.Forcing method*), 7
`update_recharge_surfex()` (*forcing.Forcing method*), 7
`update_runoff_surfex()` (*forcing.Forcing method*), 7
`update_sinusoid_recharge()` (*forcing.Forcing method*), 7
`update_synthetic_recharge()` (*forcing.Forcing method*), 7
`update_thickness()` (*hydrodynamic.Hydrodynamic method*), 8
`update_thickness_from_calib_zones()` (*hydrodynamic.Hydrodynamic method*), 8

V

`VTK` (*class in vtk*), 13

W

`watershed_boundary()` (*vtk.VTK method*), 14
`watertable()` (*vtk.VTK method*), 14

Titre : Intérêts de la modélisation des résurgences d'eaux souterraines pour la caractérisation des aquifères et la définition des zones inondables - Application aux bassins versants côtiers sous l'effet du changement climatique.

Mot clés : modélisation hydrologique, aquifères, changements climatiques, zones côtières, résurgences d'eau souterraine.

Résumé : Les systèmes environnementaux sont et seront davantage affectés par les évolutions climatiques. Prédire les dynamiques futures en lien avec le changement climatique, de ces objets complexes est nécessaire et représente un enjeu considérable pour la communauté scientifique afin d'accompagner les politiques publiques dans leurs décisions. C'est dans ce contexte que des outils et méthodes ont été développés pour répondre à ces enjeux.

Les travaux présentés dans cette thèse s'articulent principalement autour des résurgences d'eau souterraine et l'impact qu'elles peuvent avoir sur les systèmes côtiers à faibles altitudes. Au-delà de leur caractérisation, il est

aussi question de montrer l'intérêt de les considérer pleinement dans les processus du cycle hydrologique à travers le contrôle qu'elles exercent sur les circulations souterraines.

Les différentes études de cette thèse ont démontré que la modélisation des résurgences d'eau souterraine est nécessaire pour caractériser l'évolution future des zones vulnérables en contexte côtier et de changement climatique. Dans des contextes différents, ces résurgences sont très utiles pour la caractérisation des aquifères par la possibilité de les utiliser comme données de référence pour estimer les propriétés hydrodynamiques.

Title: Interest of groundwater seepage modelling for aquifer characterisation and flood zone identification - Application to coastal catchments under the effect of climate change.

Keywords: hydrological modelling, aquifers, climate change, coastal zones, groundwater seepage.

Abstract: Environmental systems are and will be more affected by climate change. Predicting the future dynamics of these complex systems in the context of climate change is necessary and represents a considerable challenge for the scientific community in order to support public policies in their decisions. In this context, tools and methods have been developed to solve these challenges.

The work presented in this thesis focuses mainly on groundwater seepage and the impact it can have on coastal systems at low elevations. Beyond their characterisation, the

aim is also to show the interest of considering them fully in the processes of the hydrological cycle through the control that they exert on the groundwater circulations.

The different studies in this thesis have shown that the modelling of groundwater resurgence is necessary to characterise the future evolution of vulnerable areas in a coastal and climate change context. In other contexts, these resurgences are very useful for the characterisation of aquifers by the possibility to use them as reference data to estimate hydrodynamic properties.