



HAL
open science

Approches physique, conceptuelle et statistique du fonctionnement hydrologique d'un karst sous couverture

Léa Duran

► **To cite this version:**

Léa Duran. Approches physique, conceptuelle et statistique du fonctionnement hydrologique d'un karst sous couverture. Hydrologie. Université de Rouen, France, 2015. Français. NNT: . tel-02174004

HAL Id: tel-02174004

<https://hal.science/tel-02174004>

Submitted on 4 Jul 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE

Pour obtenir le grade de Docteur

opéré par l'Université de Rouen

Spécialité : Sciences de la Terre

Approches physique, conceptuelle et statistique du fonctionnement hydrologique d'un karst sous couverture

par
Léa DURAN

Défendue le 11/12/2015 devant le jury composé de :

Bartolomé ANDREO	Professeur, Université de Malaga, Espagne	Rapporteur
Patrick LACHASSAGNE	HDR, Responsable Environnement et Ressources en Eau - Danone Waters	Rapporteur
Hervé JOURDE	Professeur, Université de Montpellier	Examineur
David LABAT	Professeur, Université de Toulouse	Examineur
Pierre MARCHET	Hydrogéologue Agence de l'eau Adour Garonne	Examineur
Nicolas MASSEI	Professeur, Université de Rouen	Directeur de thèse
Matthieu FOURNIER	Maître de conférences, Université de Rouen	Co-encadrant de thèse
Abderrahim JARDANI	Maître de conférences, Université de Rouen	Co-encadrant de thèse

Thèse dirigée par Nicolas Massei, laboratoire M2C, UMR6143

Co-encadrants : Matthieu Fournier, Abderrahim Jardani

RESUME

Les aquifères karstiques sont des systèmes complexes, au centre d'enjeux cruciaux pour la gestion de l'eau potable dans le monde. Leur structure et leur fonctionnement sont étudiés depuis des décennies à l'aide de multiples méthodes, visant à étudier leurs caractéristiques d'infiltration, à comprendre leur réponse aux événements pluvieux et leurs mécanismes de développement, à estimer leurs ressources, parmi de nombreuses autres questions qu'ils soulèvent.

L'objectif principal de ces travaux de thèse est d'améliorer la compréhension des relations entre les réponses hydrologiques mesurées à l'exutoire et le fonctionnement hydrologique des systèmes karstiques, grâce à la mise en œuvre de différentes approches d'étude. Dans ce cadre, cette thèse s'appuie sur un site pilote du Service National d'Observation du Karst (INSU, CNRS), le site karstique de Norville, situé en Normandie (France). Ce site, typique des karsts de la craie, est un karst sous couverture, ce qui lui confère certaines particularités, en termes de processus d'infiltration notamment. L'approche choisie a consisté à mettre en relation les résultats produits par différentes méthodes : géophysique, essais de traçages, méthodes statistiques, modélisation conceptuelle à réservoirs et analyse du signal (en particulier techniques de décomposition). Ces deux dernières méthodes ont été utilisées de manière combinée, entre autres dans le but d'étudier et discuter les potentialités de l'analyse du signal à l'exutoire pour l'interprétation du fonctionnement hydrologique d'un système.

Les méthodes géophysiques ont permis de caractériser la structure du bassin du système karstique, avec la mise en place d'un modèle géologique 3D. Elles ont aussi permis de décrire les dynamiques multi-infiltrations à l'œuvre sur le bassin. Les modalités de variation de la réponse du système karstique ont ensuite été étudiées à l'aide d'une approche statistique multidimensionnelle basée sur de nombreuses données de traçages. Les variables exerçant les forçages prédominants sur le système ont été identifiées (piézométrie et marée). Une méthode a été proposée pour la simulation de la forme de la réponse, à partir d'un algorithme d'apprentissage statistique. Enfin, une modélisation pluie-débit du système a été réalisée en utilisant le logiciel KARSTMOD, et ses résultats ont été confrontés à ceux de l'analyse du signal temporel hydrodynamique à l'exutoire. Une bonne corrélation a été observée entre certains des débits internes du modèle et des chroniques mesurées (conductivité et turbidité). Ce résultat laisse supposer une certaine capacité du modèle conceptuel à reproduire en partie les dynamiques internes du système karstique et ouvre ainsi des possibilités d'interprétation. En parallèle, les méthodes de décomposition du signal ont été appliquées au débit de la source. Les signaux sommés obtenus montrent de bonnes corrélations avec les débits internes du modèle. Ces analyses, combinées à la caractérisation physique et statistique évoquées plus haut, ont conduit à poser une nouvelle interprétation du fonctionnement du système, avec en particulier la conceptualisation des échanges matrice-conduit. Le rôle des différents réservoirs du modèle dans l'acquisition des caractéristiques spectrales du signal de débit à la source a été mis en lumière : le réservoir d'interception E joue un rôle prédominant dans la modification du signal, ainsi que le réservoir M « matrice connectée ».

Abstract

Karstic aquifers are complex systems whose study is particularly essential for water management worldwide. Their structure and functioning has been studied for decades using various methods, in order to understand their infiltration patterns, the way they react to rainy events, how does their genesis occurs, and how to estimate their underground resources (among many other questions).

The aim of this thesis is to improve the understanding of relationships between the hydrological response at the outlet, and the general functioning of the karstic system. We used a multi-approach on a small study site: Norville karstic system (Normandy, France), part of the French National Karst Observatory (INSU-CNRS). Geophysics methods, tracer tests, statistical methods, rainfall-runoff modelling and signal analysis were used on this sinkhole-spring and under-cover system.

We built a 3D geological model using geophysical and geological data. The different patterns of infiltration through the basin were described. Then the variations of the response of the system were assessed using a tracer tests campaign and statistical methods. A model of simulation of the response was proposed, based upon a symbolic regression algorithm. Rainfall-runoff modelling and signal analysis were used together to study the ability of time series analysis approaches to extract meaningful components of karst spring hydrographs. The reservoir model (KARSTMOD) comprised four reservoirs E, L, M and C (interpreted as epikarst, high-inertia/highly capacitive matrix, fissure network and conduits). Some internal discharges were compared to measured time series at the spring (conductivity and turbidity). They showed some interesting correlations. This suggests that the reservoir model is partly able to reproduce some internal functioning of the karst system. KARSTMOD internal flow components were compared to statistical components extracted from spring discharge by wavelet multiresolution analysis and summed. The sums of details from the multiresolution analysis (starting from a cut-off frequency visible in the Fourier spectrum of the spring discharge) were well correlated to the internal discharges of the model, and as well with the measured time series.

These results, combined with the previous physical and statistical characterization of the system, lead to a detailed interpretation of the behavior of the karst system, in particular of the exchange between conduits and surrounding matrix. The reservoirs E and M were also shown to have a major influence on the way the outlet signal acquires its frequency characteristics.

This study suggests that both statistical components extracted from a discharge signal of a karst spring and modular reservoir model internal components can provide meaningful hydrological information. Comparison with a physics-based model would however be required in order to complement these results.

Remerciements

Ce mémoire est le produit d'une aventure de trois ans de thèse, au cours de laquelle un grand nombre de personnes m'ont apporté un soutien inestimable sur tous les plans, cette partie est l'occasion de les remercier à leur juste valeur.

Tout d'abord, je tiens à remercier l'ensemble des membres du jury d'avoir accepté de juger mon travail (et d'être venus de loin, voire très loin pour assister à cette soutenance). Merci à Bartolomé Andreo et Patrick Lachassagne d'avoir accepté de rapporter ce manuscrit (et pour les remarques et corrections détaillées !), ainsi qu'à Hervé Jourde, David Labat et Pierre Marchet d'en être les examinateurs.

Un très grand merci à mon équipe d'encadrement : Nicolas, pour ta direction enthousiaste, en particulier pour m'avoir initiée à l'analyse du signal, et pour le soutien scientifique et moral (discussions Skype des quatre coins de France et d'ailleurs incluses !). Merci à mes co-encadrants, Matthieu pour toutes les discussions autour des méthodes statistiques, les équipées traçages sur le terrain aux heures aléatoires des marées (sauvetage de chatons inclus) et les entraînements de veille de colloques. Merci Abdel pour le soutien sur la partie géophysique, et sur les spécificités des karsts normands.

Je remercie ici la région Haute-Normandie ainsi que la SFR SCALE pour le financement de cette thèse.

J'ai passé de bons moments au laboratoire M2C au cours de ces trois ans, ce qui est notamment dû au soutien, à l'efficacité et à la bonne humeur de l'équipe, que je tiens à remercier dans son ensemble. Plus en particulier, merci :

Robert Lafite pour l'accueil au sein du laboratoire ; Nicolas Lecoq, qui mériterait le titre « d'encadrant de l'ombre » sur une partie de ma thèse (merci pour toute la collaboration sur Karstmod, les discussions passionnantes, avec ou sans taquineries !).

Aux personnes du laboratoire qui m'ont accompagnées sur le terrain, de manière régulière ou ponctuellement, et en premier lieu, Michel Simon, technicien hors pair, bricoleur de génie, électricien, équilibriste, arracheur d'arbre : sans ton énergie incroyable et ton enthousiasme, les journées de terrain auraient été beaucoup plus difficiles. Merci également à Kevin Batut, pour tout l'aide apportée sur les mesures de géophysique au cours de ton stage de L3 (bonne chance pour la suite !). Merci évidemment à Stéphane Chedeville pour les nombreuses journées en tandem sur Norville et Radicatel, pour les coups de main en géophy et en métrologie, sans oublier le partage de ta passion du karst normand, expéditions à Caumont et aux Petites Dalles incluses : les discussions que j'ai pu avoir toi autour du karst m'ont beaucoup apporté ! Merci enfin à Valentin et Michael pour les coups de main ponctuels.

En lien avec tout le travail de terrain, merci à la communauté de commune Caux Seine pour toutes les autorisations, à la CODAH ainsi qu'aux mairies de Norville et de Villequier. Merci enfin à l'ensemble des agriculteurs qui m'ont permis d'effectuer les campagnes géophysiques sur leur terrain, et en particulier Mr Bardel.

A l'équipe du secrétariat : Cécile et en particulier Maria, pour l'efficacité, et la disponibilité, sans qui les aspects administratifs de la thèse ne se dérouleraient pas aussi bien !

Maxime Debret, pour tous les conseils de survie dans le monde de la recherche et ton implication auprès des « jeunes » ; Joël Rodet, pour les cours franco-brésiliens passionnants sur le karst en cours de thèse ; merci à ceux qui m'ont assisté dans la découverte du monitorat : Julien Deloffre et Sophie Le Bot ; enfin, un énorme merci à la dernière recrue du laboratoire : Imen Turki. C'était un vrai plaisir de partager le bureau avec toi cette année! Merci pour les discussions scientifiques, pour tous les conseils que tu as pu me donner, mais aussi pour les fous rires, les soirées où tu m'as hébergée, ton soutien!

Une pensée particulière pour les doctorants M2C, en particulier ma « génération » : merci Valentin pour les rigolades en 1ère année, mais aussi les bons échanges d'astuces R, les discussions autour du karst ou de l'hydrologie, tu es parti trop tôt ! Un grand merci Charlotte pour tous les dépannages avant que j'aie enfin mon appart', pour les soirées jeux et la découverte de Zombicide (et aussi pour la découverte de la baie de Somme, qui m'a fait relativiser les difficultés de mon terrain) ! Côté microbio, merci Armelle pour les pauses café catharsis, les escapades sushis et le soutien moral en phase de rédaction ! A nos prédécesseurs (de peu) : merci encore Stéphane, et merci Abdel, expert ès maths, pour le travail et les explications sur le code de Zhou. Un salut aux anciens : Bastien, Sanae, Séra, Bouba, Laetitia et Maxence (heureux enseignant des 9*4 séances de TP de reconnaissance des roches, tmtc). Bonne chance aux suivants : Mohammad (bravo pour l'apprentissage express du français !), Cynthia (c'était un plaisir de te rencontrer, profite du soleil de Pau !), Gauthier, Marie (ce qui se passe à Vienne reste à Vienne), Flavie (chapeau bas pour le terrain), Michael (copain de karst, on se recroisera !), Arnaud, Antonin et Aziz ; et aux nouveaux, bienvenue : Emmanuel, Pierre et Manon.

Je souhaite aussi remercier la communauté scientifique autour du karst avec qui j'ai pu échanger au cours de ses travaux. Merci en particulier à Valérie Plagnes qui m'a transmis sa passion pour le karst en M2, première pierre du chemin qui m'amène à aujourd'hui. Merci également à l'ensemble des participants au SNO Karst, permanents et doctorants, j'ai eu beaucoup d'intérêt à discuter avec vous lors des trois séminaires qui ont eu lieu !

Ces remerciements ne seraient pas complets sans une pensée pour tous mes proches.

A mes amis de toujours, les ADMPC (merci d'être là vers l'au-delà et l'infini), à tous ceux rencontrés au cours de cette (longue) aventure des études et d'après, la bande de Champo, la bande de prépa, chiliens, parisiens et affiliés, et Queen Gé, parce que Kenya un jour, Kenya toujours ; Sonia pour les petits dej de rédaction et les longues discussions qui font du bien; merci aux licornes à paillettes du Cobureau, Cori, Dom, Emilie, Flo et Boe, pour l'aide dans la bataille commune contre le SI et votre bonne humeur au quotidien. Merci à mes Grâces d'amour, Lara et Laurie, d'être toujours là pour le meilleur et pour le pire depuis notre rencontre en sup V !

A toute ma famille bien allumée, espagnols et polonais, qui ont fait de moi ce que je suis (une pensée particulière à tous mes grands- parents, à ceux partis trop tôt et ceux à qui j'ai pu dire avec fierté « ça y est, j'ai fini ma thèse ! »). A Simon, le meilleur frangin du monde (en toute objectivité), champion hors catégorie du remontage de moral express. A mes parents, il n'existe pas de mots assez forts pour vous remercier de tout ce que vous m'avez apporté... Merci de pour m'avoir soutenue, comme toujours, lorsque j'ai décidé de me lancer dans cette folle aventure de la thèse, vous êtes fantastiques.

A Xavier, qui ne savait pas dans quoi il se lançait en choisissant une toute fraîche thésarde, merci pour ton soutien, ta patience et ton grain de folie, et merci de m'avoir portée et parfois supportée pendant ces trois ans, rush de bouclage inclus ! Je t'aime !

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE	12
------------------------------	-----------

PARTIE 1 - APPROCHE METHODOLOGIQUE DE L'ETUDE DU KARST ET PRESENTATION DU SYSTEME KARSTIQUE ETUDIE

1. LES SYSTEMES KARSTIQUES, LEUR FONCTIONNEMENT, LEUR MODELISATION	17
1.1 Définitions et enjeux	17
1.2 L'étude du karst et de son fonctionnement	25
1.3 Synthèse et verrous scientifiques	30
2. CONTEXTE REGIONAL : LE KARST DE LA CRAIE	32
2.1 Lithologie et contexte structural	32
2.2 Hydrogéologie de l'Ouest du bassin de Paris	36
2.3 Typologie et mise en place des réseaux karstiques régionaux	43
3. LE SITE PILOTE : SYSTEME KARSTIQUE DE NORVILLE	45
3.1 Présentation du site d'étude	45
3.2 Connaissances antérieures sur le fonctionnement hydrodynamique du site	56
3.3 Intérêt spécifique du site	59
3.4 Instrumentation du site, suivi et chroniques	61
4. APPROCHE METHODOLOGIQUE GLOBALE	65
4.1 Rappel des problématiques	65
4.2 Méthodes employées	66

PARTIE 2 - MODELISATION GEOLOGIQUE 3D DU SYSTEME DE NORVILLE ET CARACTERISATION DE L'INFILTRATION

1. INTRODUCTION	71
2. METHODES GEOPHYSIQUES	75
2.1 EM34	75
2.2 Potentiel Spontané (PS)	78

2.3	Méthodes électriques : ERT et mise-à-la-masse	85
3.	MODELISATION GEOLOGIQUE 3D	92
3.1	Synthèse des données géologiques disponibles	92
3.2	Apport des méthodes géophysiques à la connaissance de la structure du site	94
3.3	Construction du modèle géologique	101
3.4	Discussion et validation	106
4.	CARACTERISATION DE L'INFILTRATION SUR LE BASSIN	109
4.1	Etude des écoulements autour de la perte	109
4.2	Bétoires et racines d'infiltration	113
5.	SYNTHESE	116

PARTIE 3 - ETUDE APPROFONDIE DES CONDITIONS AUX LIMITES DU SYSTEME KARSTIQUE DE NORVILLE PAR ESSAIS DE TRACAGE

1.	INTRODUCTION	119
2.	METHODOLOGIE D'ACQUISITION ET DE TRAITEMENT DES DONNEES	121
2.1	Traçages	121
2.2	Traitement des données de traçages	124
3.	ANALYSE MULTIDIMENSIONNELLE DES RELATIONS ENTRE CONDITIONS HYDROLOGIQUES ET MODELISATION	133
3.1	Methodologie	133
3.2	Assessing the non-linearity of karst response function under variable boundary conditions	138
4.	COMPLEMENTS SUR LE FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DU SYSTEME ET SYNTHESE	159
4.1	Précisions sur les relations entre variables	159
4.2	Apports d'information complémentaire sur le site	163
4.3	Conclusion intermédiaire	167

**PARTIE 4 - LIEN ENTRE L'ANALYSE DU SIGNAL A L'EXUTOIRE ET
MODELISATION HYDROLOGIQUE CONCEPTUELLE : SUR
QUEL(S) CONCEPT(S) RENSEIGNE LE CONTENU SPECTRAL
DES DONNEES HYDRODYNAMIQUES ?**

1. INTRODUCTION	170
2. CARACTERISATION DES SIGNAUX OBSERVES PAR ANALYSE CORRELATOIRE ET FREQUENTIELLE	173
2.1 Données : description des séries temporelles	173
2.2 Analyses corrélatoires	182
2.3 Analyses spectrales, EEMD, Ondelettes	186
3. MODELISATION A RESERVOIR : KARSTMOD	197
3.1 Présentation du modèle	197
3.2 Tests préliminaires	200
3.3 Filtrage du débit de base	203
3.4 Tests avec le nouveau modèle conceptuel, analyse des résultats	206
4. ANALYSE DES COMPOSANTES INTERNES DU MODELE	212
4.1 Analyse des hauteurs d'eau	212
4.2 Contenu spectral et propagation de l'information au sein du modèle	214
4.3 Echange « matrice – conduits » (M-C)	233
4.4 Conclusion intermédiaire	240
5. COMPARAISON AVEC LES DONNEES ET TRACEURS NATURELS	242
5.1 Comparaison avec les différentes chroniques observées	242
5.2 Conclusion	248

PARTIE 5 - SYNTHESE, DISCUSSION ET PERSPECTIVES

1. APPORT DES APPROCHES COMBINEES DANS LA CONNAISSANCE DU SYSTEME KARSTIQUE ET DE LEUR MODELISATION/CARACTERISATION	252
1.1 Connaissance du site	252
1.2 Problématiques et réponses apportées	259
1.3 Limites, biais possibles	261

2. PERSPECTIVES	266
2.1 Suggestions de compléments pour Karstmod	266
2.2 Modélisation distribuée	267
2.3 Approches complémentaires et investigations du site	269
TABLE DES FIGURES	290
TABLE DES TABLEAUX	295
ANNEXE 1 : FORAGES	298
ANNEXE 2 : PROFILS ELECTRIQUES COMPLEMENTAIRES	300
ANNEXE 3 : VALEURS DES COEFFICIENTS DES EQUATIONS ENTRE PARAMETRES DE LA REPONSE ET VARIABLES ENVIRONNEMENTALES	304
ANNEXE 4 : ANALYSE MULTIRESOLUTION DU BEBEC ET INTERCORRELATIONS AVEC QSIM	305
ANNEXE 5 : KARSTMOD : GRAPHIQUES COMPLEMENTAIRES	306
ANNEXE 6 : GRAPHIQUES CONDUCTIVITE, TURBIDITE, QMC, PLUIE ET QSIM POUR LES EVENEMENTS	308

INTRODUCTION GENERALE

Les aquifères karstiques, milieux complexes du fait de leur haute hétérogénéité, fournissent en moyenne un quart de l'eau potable dans le monde. La protection de cette ressource, soumise à une vulnérabilité importante, nécessite une étude approfondie de ces systèmes et des écoulements en leur sein. Pour cela, de multiples méthodes ont été développées par la communauté scientifique au cours du dernier siècle. Elles relèvent d'approches structurales (étude des réseaux de conduits, de la fracturation, etc.) ou fonctionnelles (étude de l'hydrodynamisme et de divers traceurs naturels ou artificiels). Les travaux portant sur la modélisation du fonctionnement des aquifères karstiques se sont également développés au cours des dernières décennies. Plusieurs auteurs recommandent l'emploi conjoint de plusieurs de ces méthodes lors de l'étude du karst, afin de caractériser au mieux le fonctionnement hydrodynamique des systèmes considérés. L'objectif principal de ces travaux de thèse est d'améliorer la compréhension des relations entre les réponses hydrologiques (hydrodynamique, transport) mesurées à l'exutoire et le fonctionnement hydrologique des systèmes karstiques, grâce à la mise en œuvre de différentes approches d'étude menées autour d'un site-pilote bien contraint.

Ainsi, sur la base de connaissances antérieures et de nouvelles investigations, cette thèse s'appuie dans ce but sur un site pilote du Service National d'Observation du Karst (INSU, CNRS), le site karstique de Norville (aussi appelé système du Bébec-Hannetôt), situé en Normandie (France). Ce système perte-résurgence est un karst sous couverture, situé à proximité de la Seine entre Rouen et le Havre. Ses modalités de transport ont été étudiées dans différents travaux précédents, mais sa caractérisation structurale, la base physique des modalités d'infiltration et la modélisation hydrologique de ce système n'ont pas été développées. Sa petite taille et la somme des connaissances disponible sur ce site en font un terrain expérimental particulièrement propice à l'emploi des méthodes choisies.

Ce mémoire présente donc deux axes de lecture : le premier concerne l'application de différentes méthodes d'étude du fonctionnement de l'aquifère karstique et leur mise en relation. Le second concerne le site étudié et l'amélioration de sa compréhension. Les méthodes employées dans ces travaux sont l'investigation géophysique, l'analyse par traçages associée à des méthodes statistiques, la modélisation à réservoirs et enfin différentes méthodes d'analyse du signal. La question en filigrane est donc la complémentarité de ces méthodes, et leur capacité conjointe à expliquer la physique et le fonctionnement d'un système karstique.

Pour répondre aux objectifs cités précédemment, ce mémoire s'organise en cinq parties :

- Partie 1 : Elle présente un état des connaissances et des méthodes employées pour l'étude du karst, avant d'introduire le contexte régional (karst de la craie) et local. Enfin, elle présente la méthodologie générale choisie.

- Partie 2 : S'appuyant sur l'emploi de plusieurs méthodes géophysiques ainsi que de données géologiques, cette partie s'attache à décrire le plus précisément possible la structure physique du système étudié (avec la construction d'un modèle géologique 3D), ainsi que ses modalités d'infiltration.
- Partie 3 : Elle porte sur l'identification des différents facteurs de contrôle influençant la réponse du système étudié, en s'appuyant sur les résultats de campagnes de traçages combinées à l'étude des forçages hydrologiques/hydrodynamiques au travers d'une approche statistique multi-dimensionnelle. Une proposition de méthodologie de simulation de la forme de la réponse par une technique d'apprentissage statistique est proposée. La méthodologie suivie est transposable à tout autre site karstique pour lequel un nombre suffisamment important de données de traçages est disponible.
- Partie 4 : Elle s'attache à préciser le fonctionnement hydrologique du système étudié dans l'objectif d'une question de recherche plus générale, consistant à investiguer le lien données-modèle dans le cadre de la modélisation conceptuelle des systèmes karstiques. Cette problématique est traitée en combinant deux approches : i) l'établissement d'une modélisation hydrologique conceptuelle à réservoirs (pluie-débit) du site (définie en accord avec les résultats acquis grâce aux approches précédemment développées dans ce travail (connaissance du système par la géophysique et résultats de l'approche par traçages artificiels)), et ii) la confrontation des résultats de l'analyse du signal temporel hydrodynamique à l'exutoire avec ceux de la simulation conceptuelle, pour étudier et discuter les potentialités de l'analyse du signal à l'exutoire pour l'interprétation du fonctionnement hydrologique d'un système.
- Partie 5 : Les résultats apportés par chacune des différentes parties précédentes sont mis en perspective. Les limites des différentes approches sont discutées, et différentes perspectives de recherche sont proposées.

PARTIE 1

—

APPROCHE METHODOLOGIQUE DE L'ETUDE DU KARST ET PRESENTATION DU SYSTEME KARSTIQUE ETUDIE

1.	LES SYSTEMES KARSTIQUES, LEUR FONCTIONNEMENT, LEUR MODELISATION	17
1.1	Définitions et enjeux	17
1.2	L'étude du karst et de son fonctionnement	25
1.3	Synthèse et verrous scientifiques	30
2.	CONTEXTE REGIONAL : LE KARST DE LA CRAIE	32
2.1	Lithologie et contexte structural	32
2.2	Hydrogéologie de l'Ouest du bassin de Paris	36
2.3	Typologie et mise en place des réseaux karstiques régionaux	43
3.	LE SITE PILOTE : SYSTEME KARSTIQUE DE NORVILLE	45
3.1	Présentation du site d'étude	45
3.2	Connaissances antérieures sur le fonctionnement hydrodynamique du site	56
3.3	Intérêt spécifique du site	59
3.4	Instrumentation du site, suivi et chroniques	61
4.	APPROCHE METHODOLOGIQUE GLOBALE	65
4.1	Rappel des problématiques	65
4.2	Méthodes employées	66

1. Les systèmes karstiques, leur fonctionnement, leur modélisation

1.1 Définitions et enjeux

1.1.1 Bref historique et définition

Le mot karst puise ses racines dans le langage pré-indoeuropéen (*Karra*), où il signifiait « pierre » (Ford and Williams 2007). Après diverses évolutions, il a notamment été employé, sous la forme de « *kras* » ou « *kars* », pour désigner une région particulière en Slovénie. Les caractéristiques particulières de ces paysages slovènes, plateaux calcaires incluant de nombreuses grottes et circulations d'eau souterraine, furent étudiées dès la fin du 19^e siècle, par exemple par Von Mojsisovics (1880) (Bakalowicz 2005). L'emploi du mot "karst" s'est par la suite répandu dans le monde et a été appliqué à tous les systèmes présentant des formes et fonctionnements similaires.

Ford et Williams proposent la définition suivante du karst :

Le karst peut être défini comme un terrain avec une hydrologie et des formes superficielles spécifiques, qui proviennent de la combinaison entre une très forte solubilité des roches et une porosité secondaire bien développée (fractures et conduits). Les terrains karstiques sont caractérisés par des pertes de rivières, des grottes, des formes cannelées, des dépressions observées en surface et des sources de débits importants.

Les caractéristiques complexes des aquifères karstiques (haute hétérogénéité créée et organisée par les flux d'eau souterrains, cavités importantes, vitesses d'écoulement élevées, sources atteignant des débits de l'ordre de la dizaine de m³/s) les placent à part des autres aquifères, et les méthodes employées en hydrogéologie classique ne peuvent s'appliquer (Bakalowicz 2005).

Les roches carbonatées, principal siège des systèmes karstiques, occupent une superficie estimée à 12% des terres émergées (Figure 1), 7 à 10% des terres émergées seraient des terrains karstiques. Cette estimation néglige toutefois les karsts sous couverture, ou situés dans des formations profondes, et la proportion d'aquifères karstiques pourrait être bien plus importante. Ces aquifères karstiques produisent autour de 25% de l'eau potable dans le monde, avec parfois des proportions plus larges selon les pays (40% aux Etats-Unis par exemple) (Quinlan and Ewers 1989).

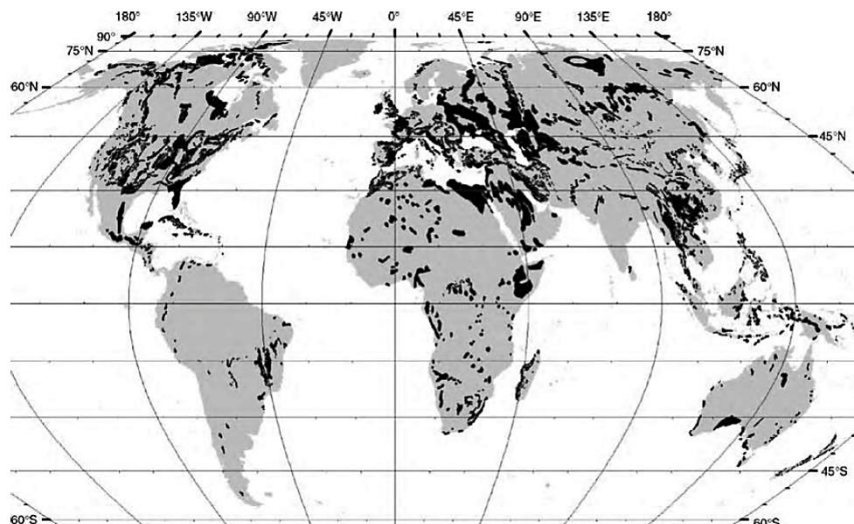
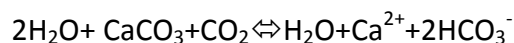


Figure 1 : Distribution mondiale des principaux affleurements de roches carbonatées (Ford and Williams 2007)

Le karst est considéré généralement comme le résultat d'un processus de dissolution des roches carbonatées, appelé karstification. L'eau d'infiltration, issue de l'eau de pluie, présente une acidité liée au CO_2 dissous, et entraîne une mise en solution des carbonates suivant la réaction chimique suivante :



Ce processus de karstification est valable pour les roches carbonatées, calcaires, dolomies, craie. Bien que des structures de type karstique puissent également être observées dans des formations évaporitiques (gypse, anhydrite), elles dépendent alors d'autres processus chimiques.

1.1.2 Ressources , risques et enjeux associés au karst

Avec l'augmentation de la démographie au cours du siècle, les activités humaines impactent de plus en plus notre environnement, y compris les ressources en eau. De multiples facteurs peuvent jouer un rôle soit protecteur soit aggravant dans la vulnérabilité de systèmes, comme la géologie, l'hydrogéologie, la géomorphologie, la biodiversité, le climat, parmi d'autres. En considérant la géologie de surface et souterraine, les systèmes les plus vulnérables sont ceux qui mettent directement en lien la morphologie de surface et les ressources en eaux souterraines, autrement dit : les karsts (Gutierrez et al 2014). Au-delà des potentielles pollutions anthropogéniques des aquifères karstiques, souvent exploités pour l'alimentation potable, d'autres risques sont liés au karst : inondations, effondrements...

Les causes anthropogènes de dégradation du milieu karstique dans son ensemble sont résumées dans le Tableau 1.

Causes	Effets									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Usage de pesticides et produits chimiques agricoles	■		■	■		■				
Pollution zootechnique	■		■	■		■				
Pollution industrielle	■		■	■		■				
Epierrage		■								■
Pollution directe de l'aquifère	■		■							
Infiltrations de déchets liquides de décharges	■	■	■	■						
Décharges sauvages	■	■	■	■						
Rejet de déchets liquides dans les grottes naturelles	■		■	■	■	■				
Dépôts de carcasses d'animaux dans les grottes	■		■	■	■	■				
Destruction de spéléothèmes					■					
Travaux d'ingénierie à proximité		■			■	■	■			■
Explosions dans des carrières		■			■	■	■			
Exploitation excessive des carrières		■			■	■	■			
Modification des infiltrations dans le sous-sol					■	■				■
Pompages excessifs d'eau souterraine	■							■	■	
Ouvrages modifiant les écoulements		■			■	■				■
Déforestation			■	■					■	■

Tableau 1 : Principales causes de détérioration du milieu karstique et leurs effets (traduit à partir de Gutierrez et al. 2014)

1 = dégradation de la qualité des eaux ; 2 = modification du paysage karstique ; 3 = contamination des écosystèmes ; 4 = extinction d'espèces rares ; 5 = dégradation importante des grottes ; 6 = destruction partielle des grottes ou du milieu karstique ; 7 = destruction totale des grottes ou du milieu karstique ; 8 = intrusion saline ; 9 = subsidence ; 10 = érosion accélérée.

Cette vulnérabilité des systèmes karstiques pose des problèmes opérationnels vis-à-vis de l'exploitation des ressources d'eau potable (AEP), alors qu'un grand nombre de sources karstiques sont exploitées dans le monde. Afin d'estimer au mieux les risques s'exerçant sur la ressource et de mettre en œuvre des stratégies de protection, plusieurs méthodes d'estimation et de cartographie de la vulnérabilité ont été proposées dans la littérature : EPIK (Dörfliger and Zwahlen 1998), REKS (Malík and Švasta 1999), RISKE (Pételet-Giraud et al 2000), PI (Goldscheider 2005), KARSTIC (Davis, A. Long, M. Wireman 2002), les méthodes COP, COP+K et Protekarst (Andreo et al 2009; Vías et al 2010), et PaPRIKa (Kavouri et al 2011; Huneau et al 2013).

Ces méthodes visent à estimer les risques de pollution anthropique sur les ressources d'eau karstiques. Un autre facteur de risque pesant sur l'eau souterraine est la sur-exploitation des aquifères (Tulipano 2003). Ce problème nécessite des études approfondies des capacités de stockage des aquifères, et des modalités de recharge de ceux-ci. Dans la littérature, diverses méthodes ont été proposées pour estimer la recharge en contexte karstique (Leaney and Herczeg 1995; Herczeg et al 1997; Lee and Lee 2000; Andreo et al 2008). Enfin, un autre facteur de stress hydrique est introduit par les modifications du climat, qui peuvent être investiguées conjointement avec le stress anthropique (Aguilera and Murillo 2009; Charlier et al 2015).

1.1.3 Quelques repères : compartiments et schémas conceptuels du karst

La morphologie karstique peut être décrite en considérant l'*exokarst*, c'est-à-dire les formes karstiques de surface, et l'*endokarst*, éléments karstiques souterrains. L'*exokarst* inclut par exemple les dolines, poljés, lapiaz, reliefs ruiniformes, ainsi que les formes d'entrée vers les systèmes souterrains, comme les avens ou les pertes. L'*endokarst* comprend les réseaux karstiques souterrains et les grottes. Les formes de sortie des systèmes karstiques sont les sources karstiques, les résurgences, les sources de trop plein...

1.1.3.1 Compartiments

Le karst se compose d'une *zone non-saturée ou vadose* en anglais (elle-même divisée entre sol et épikarst, et une zone de transmission ou transition), et d'une *zone saturée*.

La *zone d'infiltration* comprend le sol et l'épikarst. Le concept d'épikarst a été introduit par Mangin (1975) et Williams (1983) comme une zone de surface karstifiée, de très haute perméabilité, située immédiatement sous le sol s'il existe, et à l'air libre sinon. Les carbonates proches de la surface sont fortement altérés et présentent une porosité secondaire de fractures/fissures de l'ordre de 10 à 30% (Williams 2008). Le plus souvent, l'épaisseur de l'épikarst varie entre 3 et 10 mètres, mais ses caractéristiques varient fortement selon la lithologie et la morphologie (Klimchouk 2004). Cette forte porosité et perméabilité contrastant avec celles des zones inférieures, un stockage d'eau plus ou moins important peut avoir lieu dans l'épikarst. Ces stockages plus ou moins temporaires sont alors considérés comme des aquifères perchés, les aquifères épikarstiques. Différents auteurs ont étudié les capacités de stockages des aquifères, parfois en les intégrant à des modèles numériques (Perrin et al 2003b). La variabilité temporelle de l'infiltration a été étudiée (Delbart et al 2014). L'épikarst peut retarder la recharge, avant que l'infiltration ne se poursuive dans la zone de transition. Le rôle de l'épikarst dans le développement des systèmes karstiques est prépondérant (Clemens et al 1999; Bauer 2005)

La *zone de transition* est la zone d'infiltration verticale inférieure via un réseau de fissures et conduits, par lequel l'eau d'infiltration en provenance de l'épikarst rejoint la zone phréatique ou zone saturée.

La *zone saturée* ou zone phréatique est constituée des conduits karstiques (sous forme de réseau hiérarchisé) où les écoulements rapides, en « tuyaux », prévalent, et de la matrice saturée. Dans les conduits karstiques l'écoulement peut se faire en conduite forcée ou bien à surface libre. Des écoulements diffus et lents peuvent prendre place dans la matrice fissurée.

1.1.3.2 Schémas conceptuels

De nombreux modèles conceptuels ont été proposés dans la littérature (Mangin 1975; White 1975; Quinlan 1978; Stringfield et al 1979; Palmer et al 1999; Lee and Krothe 2001; Ford and Williams 2007). Certains d'entre eux sont présentés brièvement ici.

Celui proposé par White (White 2003) et illustré Figure 2 présente une structure intégrant différents comportements physiques de l'aquifère, avec l'introduction d'eau à partir de la surface, les possibilités de stockage, de transmission dans l'aquifère et de sortie de l'aquifère.

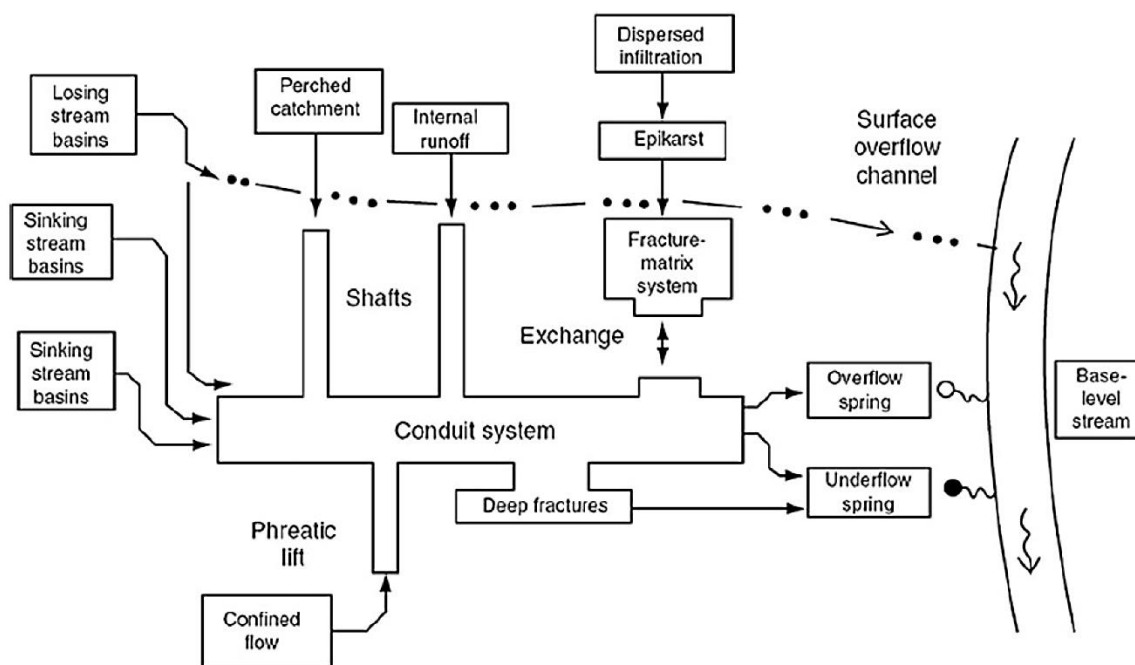


Figure 2 : Modèle conceptuel d'un système karstique (White 2003)

Concernant l'organisation des écoulements dans la zone saturée, trois principaux modèles sont proposés :

- Un stockage de l'eau dans une matrice poreuse, de faible perméabilité, drainée par des conduits, soit un modèle double porosité (Drogue 1974; Mudry 1990; Kiraly 1998) ;
- L'eau est stockée dans des vides karstiques situés à proximité des conduits, mais reliés directement à eux uniquement dans certaines conditions hydrauliques. Cette approche est défendue par Mangin (1994) qui estime que le fort contraste entre les perméabilités des conduits et de la matrice rendrait tout échange entre les deux négligeable. Ces systèmes de stockage annexes sont représentés par Marsaud (1997) comme l'illustre la Figure 3 ;
- Dans la 3^e hypothèse, il n'y a aucun stockage dans la zone phréatique, réduite à des conduits qui transfèrent l'eau stockée dans la zone non saturée, et en particulier dans l'épikarst, qui lui joue un rôle de réservoir (Lastennet et al. 1995 in Bakalowicz 2005).

Selon les systèmes karstiques considérés, leurs caractéristiques lithologiques et morphologiques propres, ils peuvent se rapprocher davantage de ces modèles conceptuels ou de l'autre.

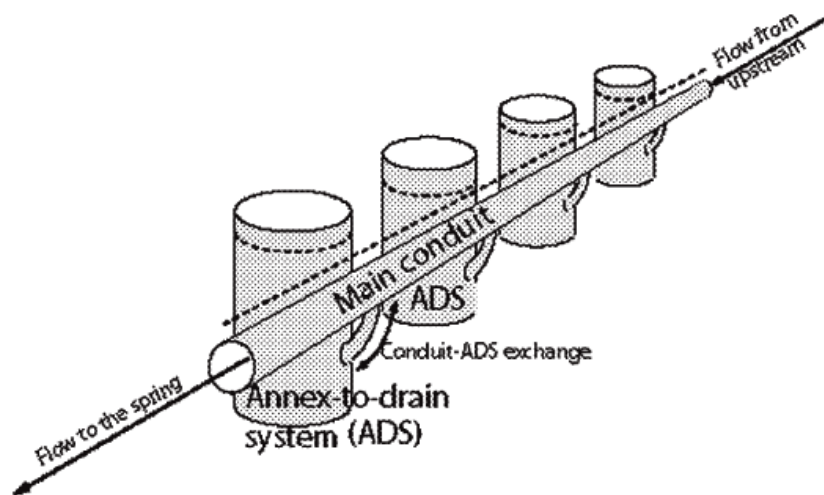


Figure 3 : Modèle conceptuel proposé par (Marsaud 1997) d'après les hypothèses de Mangin (1975)

Les différents flux circulant au sein des systèmes karstiques ont également été conceptualisés par Bakalowicz (Figure 4).

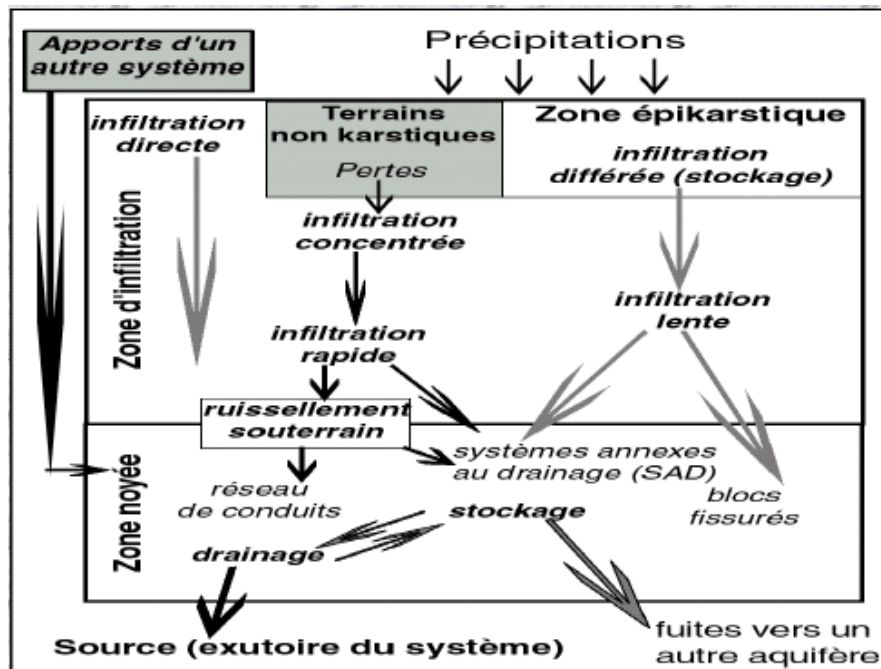


Figure 4 : Schéma conceptuel du karst (Bakalowicz 2005, modifié d'après Mangin, 1975)

1.1.3.3 Typologies et classifications

Il existe de multiples manières de distinguer les aquifères karstiques, en se basant sur le type de recharge, sur les types de flux, sur la topologie de conduits, les capacités de stockage, les types de résurgence.... Quelques-unes d'entre elles sont présentées ci-après. En se basant sur la nature des bassins d'alimentation ou impluvium, on définit deux types de systèmes : ceux dont le bassin est entièrement karstique sont appelés *systèmes unaires* ; ceux dont une partie est constituée de terrains non karstiques, drainés vers une perte, sont appelés *systèmes binaires*.

L'organisation du drainage permet également de distinguer deux types de systèmes karstiques : les *systèmes jurassiens* sont les systèmes dont le réseau de drainage s'organise à l'altitude de l'exutoire, tandis que les *systèmes vaclusiens* sont ceux dont les réseaux karstiques sont situés sous le niveau de base de l'exutoire.

Palmer a proposé une classification des systèmes karstiques selon les réseaux de drainage connus, en lien avec les types de recharge et de porosité (Palmer 1991 in Ford and Williams 2007). White a proposé une classification hydrologique des aquifères carbonatés (White 2003).

Une autre classification, proposée par Mangin (1975) est basée sur l'étude des récessions. Elle distingue cinq grands types de systèmes : (1) Système karstique complexe, avec des sous-systèmes, (2) Système avec un conduit karstique plus développé dans la partie amont que dans la partie aval (délai de recharge), (3) Système très karstifié dans la zone d'infiltration et saturée (conduit bien développé et bien connecté à la source), (4) Système avec une zone d'infiltration bien karstifiée et un important réseau de conduits se terminant par une zone phréatique noyée et (5) : Système avec une zone phréatique profonde, en partie ou totalement confinée sous une couche imperméable, largement karstifiée. Ces types sont présentés Figure 5, avec quelques systèmes répartis dans les différentes catégories en exemple.

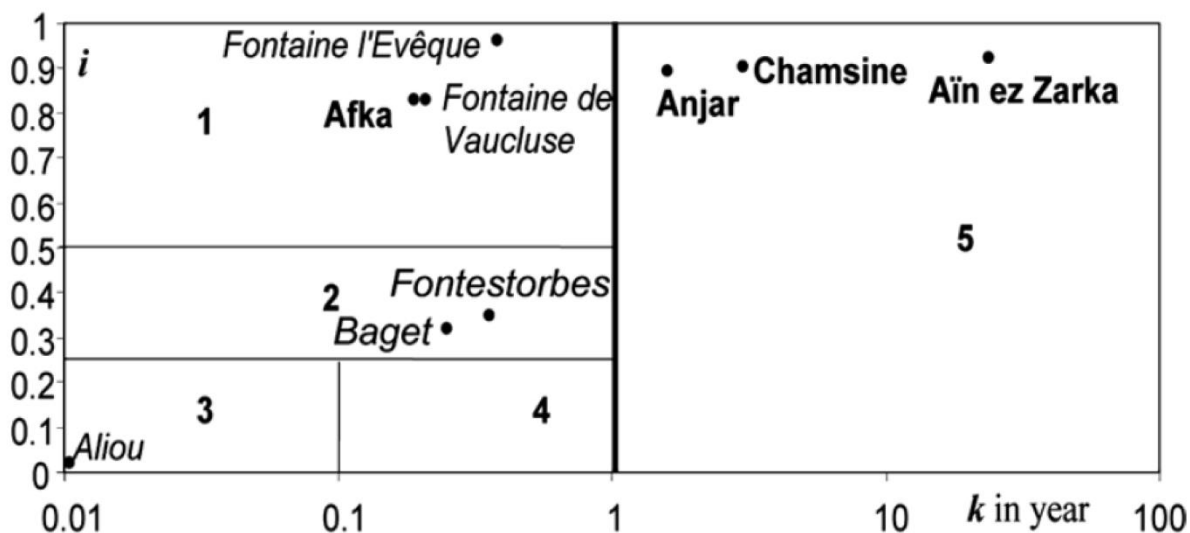


Figure 5 : Classification de Mangin complétée (El Hakim & Bakalowicz 2007)

1.2 L'étude du karst et de son fonctionnement

Cette partie présente succinctement les principales méthodes et techniques employées dans l'étude des systèmes karstiques et leur modélisation. Les méthodes employées spécifiquement dans cette thèse seront abordées de manière plus détaillée dans les chapitres où elles entrent en jeu.

1.2.1 Méthodes d'analyse des systèmes karstiques

De nombreuses méthodes permettent d'approcher le fonctionnement et la structure des systèmes karstiques ; couramment plusieurs d'entre elles sont employées conjointement pour l'étude d'un même système. Deux approches distinctes sont présentes dans la littérature :

- *L'approche structurelle*, qui s'attache en particulier à la description de la géologie, des distributions spatiales de fractures, suivant l'hypothèse que les réseaux karstiques doivent se développer majoritairement suivant les directions principales de fracturation. Cette approche a été mise à l'œuvre par Drogue, Grillot et Razack dans les années 70-80. Toutefois, cette approche à elle seule ne suffit pas pour comprendre le développement de réseaux et fournit surtout de l'information locale. Mais la modélisation apporte de nouvelles possibilités en intégrant les processus physiques d'écoulement.
- *L'approche fonctionnelle*, qui se focalise sur l'étude des effets du système karstique. L'aquifère est considéré comme une boîte noire dont on tente d'évaluer la fonction de transfert (lien entre les données d'entrée –par exemple la pluie- et données de sortie – débit ou autre variable). L'approche à la structure du karst est indirecte, par études des forçages et des modifications de la réponse du karst. Cette approche a été initialement développée par Mangin (1975).

Bakalowicz recense les méthodes employées classiquement (Bakalowicz 2005) dans une proposition de méthodologie d'investigation du karst :

- caractérisation de la structure, par le biais de l'analyse de la géologie et de la morphologie (incluant la spéléologie);
- délimitation des limites du système karstique, de son bassin d'alimentation, en s'appuyant sur les cartes géologiques, les essais de traçages et les bilans hydrologiques ;
- caractérisation du fonctionnement global :
 - méthodes hydrodynamiques : étude des hydrogrammes des sources, débits classés, analyse des séries temporelles (Mangin 1974) ;
 - méthodes hydrogéochimiques et analyses des isotopes (traçages naturels) (Bakalowicz 1994) ;

- caractérisation du fonctionnement local de l'aquifère :
 - via des essais de traçages (Atkinson et al 1973; Field 2002) ;
 - via des essais de pompage (Marsaud 1997).

Les méthodes géophysiques peuvent être rajoutées parmi les méthodes permettant de caractériser la structure des systèmes. Appliquées en surface ou bien au niveau de forages (diagraphies), elles renseignent sur différents aspects du système. Elles peuvent apporter des informations utiles dans la définition des limites d'un système karstique, dans la mise en évidence de discontinuités structurales, dans la détermination d'écoulements préférentiels, dans la caractérisation de l'infiltration et dans la détection de cavités. Chalikakis propose un recensement des méthodes employées en domaine karstique et lesquelles sont les plus adaptées selon la problématique traitée parmi celles décrites ci-dessus (Chalikakis et al 2011). Les principales méthodes sont :

- les méthodes électriques, notamment la tomographie de résistivité électrique (ERT) et le potentiel spontané (PS) ;
- les méthodes électromagnétiques : EM31, EM34, techniques basses fréquences (VLF), radar (GPR) ;
- les méthodes sismiques, basées sur la détection de modifications de vitesses dans le sous-sol en lien avec des discontinuités ;
- la micro-gravimétrie, basée sur la détection de contrastes de densité ;
- la résonance magnétique (MRS), qui renseigne sur la teneur en eau.

Cette thèse s'appuie sur la plupart de ces méthodes, à l'exception des méthodes hydrogéochimiques et isotopiques et de certaines des méthodes géophysiques, par choix méthodologique détaillé plus loin.

1.2.2 La modélisation dans le karst

La modélisation dans le karst a pour but soit de comprendre et prévoir le fonctionnement des aquifères, soit de traiter de la génération des systèmes karstiques. Il existe deux grands types de modèles : les modèles globaux et les modèles distribués.

1.2.2.1 Modèles globaux

Les modèles globaux sont généralement des modèles dits « boîtes noires » ou « boîtes grises ». Ils n'ont pas vocation à représenter la physique réelle d'un système, mais à remplir un rôle précis : simulation d'un hydrogramme à la source, d'évolution de concentration d'une pollution, de niveaux d'eau, répondre à des questions liées à l'exploitation de la ressource ou au changement climatique par exemple. Un des avantages de ce type de modèle est le peu d'informations nécessaires à leur mise en œuvre.

Trois types principaux de modèles globaux sont employés : les analyses hydrogrammes-chimiogrammes, les modèles à réservoirs et les méthodes dites de « soft computing » comme les réseaux neuronaux.

Les analyses de chimiogrammes ou d'hydrogrammes sont généralement basées sur l'analyse d'un seul événement. Cette approche a été introduite par Mero (1963). Différents auteurs ont développé des méthodes d'analyse de récession, notamment Drogue (1972) et Mangin (1975). La courbe de récession permet d'approcher la vidange du système et donne accès à une estimation de la capacité de stockage. L'hydrogramme est alors séparé en une partie de décrue et une partie de tarissement, basée notamment sur la loi de Maillet (1905). Les paramètres obtenus permettent de classer le système d'après la classification de Mangin présentée précédemment (Figure 6).

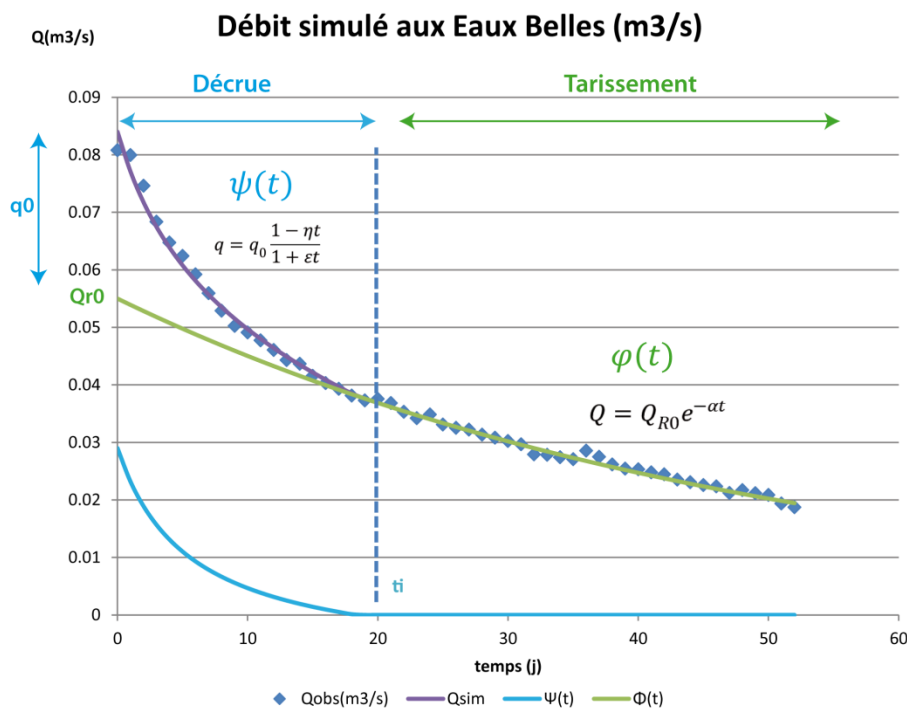


Figure 6 : Exemple d'ajustement pour une courbe de récession selon l'approche de Mangin

Les modèles à réservoirs ou modèles pluie-débit sont généralement constitués de plusieurs réservoirs à vidange linéaire, utilisés pour simuler des débits à l'exutoire sur une période donnée. Différents compartiments sont représentés, un pour le système recharge (sol et épikarst), un pour les flux diffus (matrice) et un pour les écoulements rapides (système de conduits karstiques). Si les modèles à réservoirs peuvent être mis en œuvre à partir de chroniques mesurées (pluie, évapotranspiration et débits), ils ne peuvent toutefois renseigner sur la distribution spatiale des processus hydrologiques (stockage de ressources ou localisation d'une contamination). Les modèles à réservoirs étant un outil initialement utilisé en hydrologie de surface, certains d'entre eux préexistants ont été appliqués aux systèmes karstiques comme GR4J, développé par Perrin (Perrin et al 2003a) et appliqué au karst (Le Moine et al 2008; Moussu 2011), tandis que d'autres ont été développés spécifiquement pour le karst comme le modèle BEMER (Bezès 1976) ou d'autres modèles pluie-débit (Fleury et al 2007; Geyer et al 2008; Jukić and Denić-Jukić 2009).

Le « *soft computing* » inclut les méthodes de « fuzzy logic », les algorithmes génétiques et les réseaux neuronaux. Ces méthodes sont utilisées pour simuler la transformation pluie-débits en se basant sur des techniques d'apprentissage automatique. Les réseaux neuronaux fonctionnent comme un modèle non-linéaire entrée-sortie, qui acquiert de l'expérience au fil de nombreux tests, pour résoudre de nouveaux problèmes. Chaque « neurone » du réseau reçoit des signaux d'entrée, les traite et les transforme pour fournir un seul signal en sortie.

1.2.2.2 Modèles distribués, à base physique

Les modèles distribués divisent le domaine karstique en mailles auxquelles des propriétés hydrauliques peuvent être affectées, avec des conditions limites fixées aux frontières du modèle. Une résolution numérique permet de résoudre les équations d'écoulement et de transport dans le domaine étudié. La définition des paramètres dynamiques pour l'ensemble du domaine karstique étudié requiert beaucoup d'information en comparaison des modèles globaux. De multiples approches sur la manière de gérer l'hétérogénéité des systèmes karstiques ont été proposées, et recensées notamment par Ghasemizadeh (Ghasemizadeh et al 2012). Les principales méthodes sont les suivantes :

- équivalent Milieu Poreux (EPM) :
L'ensemble du système est considéré comme homogène, comme un milieu poreux classique. Cette approche est très limitée, bien qu'elle puisse donner des résultats à une très large échelle. Elle ne donne aucune information sur les directions de flux, et ne fonctionne pas du tout sur les systèmes très karstifiés ;
- modèles à double porosité (DPM) :
Ces modèles distinguent deux milieux, un avec une faible conductivité hydraulique et une forte capacité de stockage, et un autre avec une forte conductivité hydraulique mais une faible capacité de stockage, pour représenter la matrice et les conduits karstiques.
- modèles à réseaux de fractures (DFM) :

Cette approche considère des fractures en une dimension, qui assurent toutes les circulations d'eau, la perméabilité de la matrice étant supposée négligeable.

- modèles de conduits discrets (DCM) :

Cette approche est similaire à la précédente, les conduits étant approchés par des éléments 1D ou 2D dans une matrice 2D ou 3D, mais reçoivent des paramètres liés à leur nature « réelle » en trois dimensions, tels que le diamètre.

- modèles hybrides (HM) :

Aussi appelés modèles couplés continuum-débit en conduit (Coupled Continuum Pipe Flow), ils intègrent à la fois les modèles discrets et les modèles équivalents poreux.

Un de pionniers de la modélisation distribuée en contexte karstique, en particulier dans l'inclusion de conduits dans les modèles numériques est Kiraly (Kiraly 1979; Kiraly 1988). Ce type d'approche est toujours d'actualité (Eisenlohr et al 1997; Cornaton and Perrochet 2002; Jourde et al 2002; Hill et al 2010; de Rooij et al 2013). Ces auteurs ont utilisé différentes techniques numériques pour prendre en compte les conduits et ont discuté des types d'écoulement possibles et des équations de transport en conduit et en matrice.

Parmi les modèles s'intéressant à la génération des conduits karstiques, il existe deux approches principales : celles basées sur la géochimie couplée à l'hydraulique, et celle basée sur des méthodes géostatiques et réseaux de fractures. Différents modèles numériques ont été proposés pour simuler la génération de conduit en combinant les modèles d'écoulements avec les modèles de dissolution (Kaufmann and Braun 1999; Gabrovšek and Dreybrodt 2001; Liedl et al 2003). Mais ces approches peuvent être difficiles à mettre en œuvre sur des systèmes réels et coûteuses en temps de calcul. D'autres auteurs ont choisi une approche statistique (Jaquet et al 2004; Henrion et al 2010; Borghi et al 2012; Ronayne 2013).

1.3 Synthèse et verrous scientifiques

L'étude du karst inclut donc différents axes et de nombreuses méthodes d'étude complémentaires (Figure 7).

La méthodologie employée actuellement pour l'étude des milieux karstiques dérive en partie des méthodes employées en hydrologie classique. Des points importants restent à explorer (Bakalowicz 2005).

- Les travaux sur le rôle de l'épikarst dans le stockage d'eau et le retard potentiel qu'il entraîne dans la jonction eaux de surface/eaux du réseau karstique actif doivent être poursuivis.
- Le fonctionnement hydrodynamique des systèmes karstiques n'est pas simple à décrire, et en particulier les effets de seuil et la non-linéarité inhérente à la majorité des systèmes karstiques (due à leur complexité et aux différents compartiments qui les composent) méritent une étude approfondie.
- Les questions liées à la modélisation telles que le choix d'une double ou d'une triple porosité, ou la nature de l'écoulement dans les conduits (laminaire, turbulent, visqueux) sont encore débattues ; de même que la nécessité de considérer des conduits inclus dans une matrice ou non.
- La karstogenèse est un autre sujet d'étude en développement.
- Les aspects appliqués, opérationnels restent un enjeu important : comment déterminer la capacité de stockage de ces aquifères, les limites de l'aire d'alimentation, leur vulnérabilité, ou la possibilité de prévoir les zones les plus productives.
- Les questions d'estimation de l'impact du changement climatique (à séparer de la variabilité interne des chroniques hydrologiques) sont à investiguer, notamment dans une optique de pérennité de la ressource.
- Les conditions aux limites des karsts sont une des causes de leur vulnérabilité, et gagnent à être étudiées, entre autres via la biogéochimie.

Certains de ces questionnements sont abordés dans cette thèse. Les questions d'infiltration, d'épikarst et de ZNS sont un des points d'étude du système choisi. La non-linéarité de la réponse et la caractérisation des conditions aux limites sont également investiguées sur ce site. La question de la porosité multiple est posée d'un point de vue conceptuel.

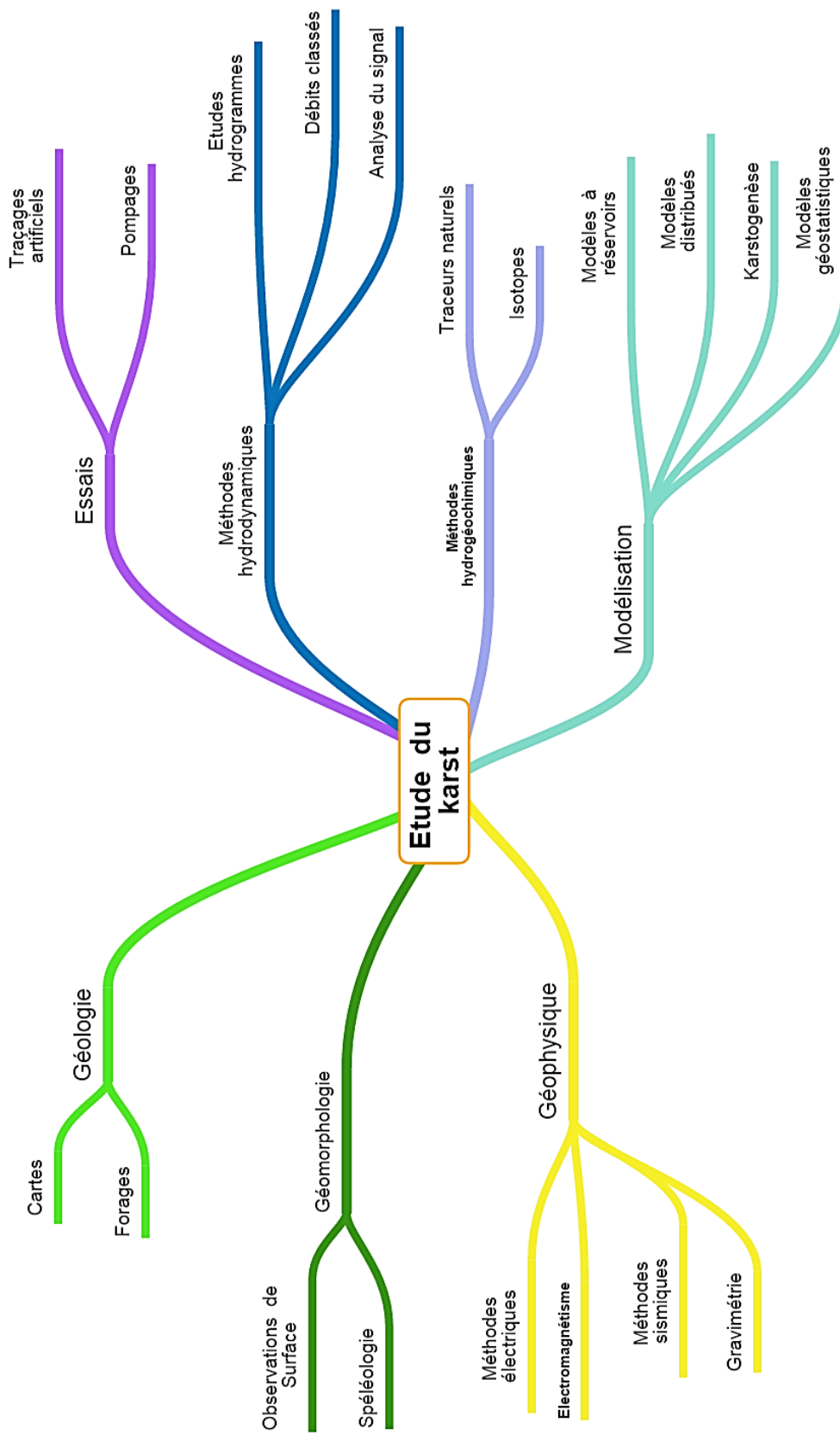


Figure 7 : Synthèse des méthodes employées dans l'étude du karst

2. Contexte régional : le karst de la craie

2.1 Lithologie et contexte structural

La Normandie peut être divisée en deux grands ensembles : à l'ouest, le massif armoricain se compose de terrains anciens, sédimentaires et volcaniques, traversés localement par des intrusions granitiques et qui ont été déformés par plusieurs orogénèses entre le Précambrien et le Paléozoïque ; à l'est, la Normandie sédimentaire, à cheval sur la Basse et la Haute-Normandie, correspond à l'extrémité occidentale du Bassin de Paris, et est constituée d'un empilement de couches sédimentaires. C'est dans cette dernière que l'on retrouve les karsts de la craie. En Haute-Normandie, le pays de Caux est essentiellement caractérisé par trois types de formations : (i) la craie, (ii) les formations superficielles et (iii) les alluvions de la Seine (Figure 9). Les plateaux sédimentaires sont de basse altitude (moins de 200 m), généralement constitués de formations du Crétacé supérieur, avec toutefois quelques affleurements du Crétacé inférieur au niveau d'accidents locaux.

La carte géologique de la Haute-Normandie est présentée en Figure 8.

Les principales formations géologiques régionales sont les suivantes :

- les argiles de Gault (Albien), d'une épaisseur moyenne variable entre 10 et 80 m sont des argiles plastiques légèrement sableuses imperméables. Elles recouvrent les marnes et gaizes de l'Albien inférieur ;
- les formations du Crétacé supérieur : Cénomaniens, Turonien, Sénonien (parfois divisé en Coniacien, Santonien et Campanien) et enfin Maastrichien. Laignel (2003) a fait la synthèse des principaux faciès rencontrés :
 - Cénomaniens : Craie hétérogène (à éléments détritiques, parfois glauconieuse), d'une puissance variable entre 25 m et 100 m ;
 - Turonien : Craie argileuse, grisâtre, avec quelques bancs de silex dans sa partie supérieure, d'une puissance variant entre 50 et 100 m ;
 - Le Sénonien est caractérisé par une craie blanche à silex, d'épaisseur variant entre 80 m et 150 m.

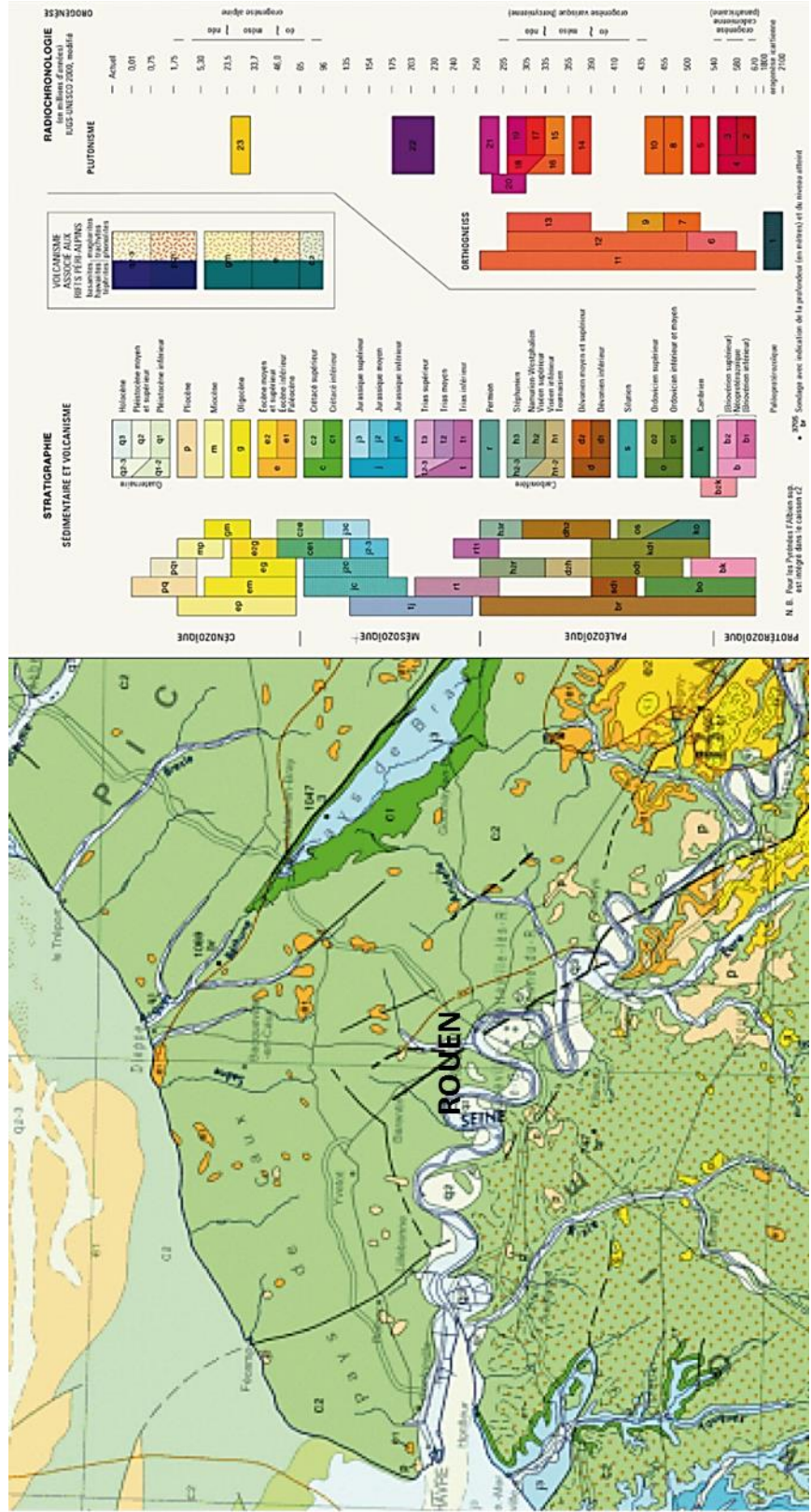


Figure 8 : Géologie de la Haute-Normandie

Les formations superficielles sont présentées de manière schématique en Figure 9. Elles comprennent :

- des formations sableuses tertiaires (sables et argiles du Thanétien, de l'Ypresien, les sables du Thimerais, les sables à faciès de Fontainebleau, les sables de Lozère du Pliocène, et les sables de Saint-Eustache) ;
- les formations d'argiles à silex ou formations résiduelles à silex (en anglais clay-with-flints), sont constituées d'une matrice argilo-limono-sableuse qui entoure des silex. Elles proviennent de l'altération de la craie (altération météorique) et se présentent comme un manteau d'altération continu à la surface, avec ponctuellement des entonnoirs de dissolution plus ou moins profonds dans la craie (racines du manteau d'altération). L'épaisseur du manteau varie entre 2 et 20 m, tandis que la profondeur des entonnoirs de dissolution peut atteindre 80 m voire même davantage (Laignel 2003, Rodet 1991, Chedeville 2015) ;
- les loess, qui sont des dépôts sédimentaires meubles, non stratifiés, continentaux, d'origine éolienne. A dominante silteuse, ils présentent des épaisseurs moyennes de 1 à 14 m.

Les alluvions sont divisées en deux ensembles :

- les alluvions anciennes pléistocènes (graviers, cailloux et sables), réparties en terrasses et en fond de vallées ;
- les alluvions récentes holocènes, fines (sables, silts, argiles et tourbes), qui peuvent atteindre 20 m d'épaisseur.

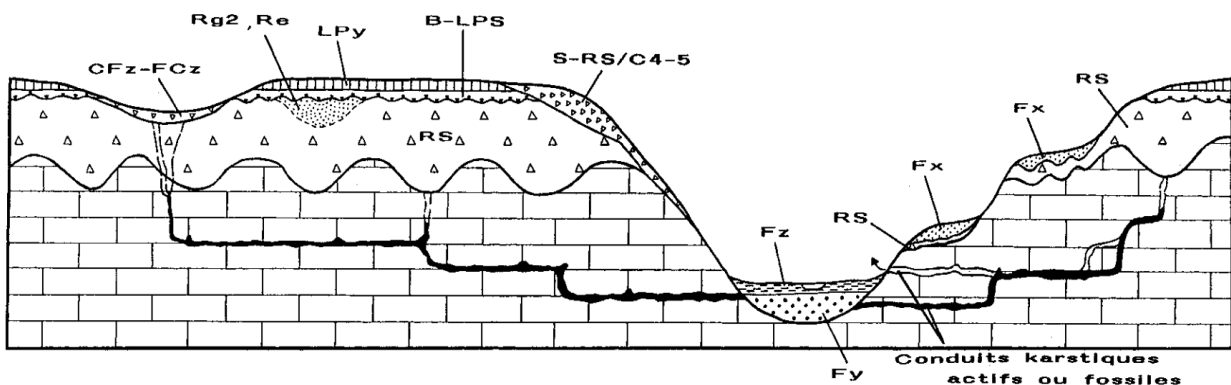


Figure 9 : Coupe schématique de la répartition des formations superficielles sur substrat crayeux dans l'Ouest du Bassin de Paris (Quesnel et al 1996; Laignel et al 2003)

LPy : Lœss, B-LPS : Limon à silex, RS : Formation résiduelle à silex (Argile à silex), Re ou Rg2 : Dépôts sablo-argileux résiduels tertiaires, CFz-FCz : colluvions, S-RS/C4-5 : Bief à silex (soliflué sur craie sénonienne), Fz : Alluvions holocènes, Fy : Alluvions weichseliennes, Fx : Alluvions pléistocènes.

Le contexte structural régional est important, car il influence le fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère de la craie (Valdes et al 2005; Slimani 2009). Les grandes failles prédominantes présentent une direction armoricaine (N150-N160 et N120-N130), avec des failles secondaires de direction varisque (N30-N50), en particulier la faille de Villequier et son prolongement vers le Nord-Est. Enfin des travaux plus récents (Hauchard and Laignel 2008) mettent en évidence une autre direction de fracturation N90-N100.

Les principales failles qui affectent les formations crayeuses sont les suivantes (Figure 10):

- F1 : Faille de Fécamp-Lillebonne
- F4 : faille majeure du Pays de Bray (délimitant un fossé d'effondrement)
- F7 : faille de la Seine
- F8 : faille de Villequier

Les accidents présents dans l'Eure ne sont pas détaillés ici.

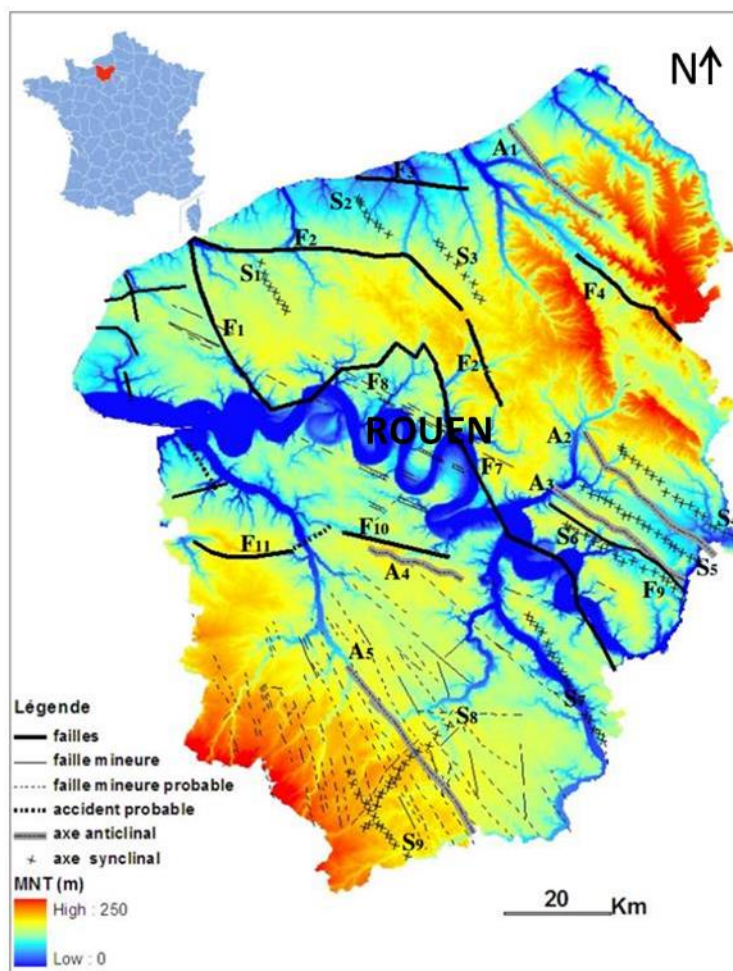
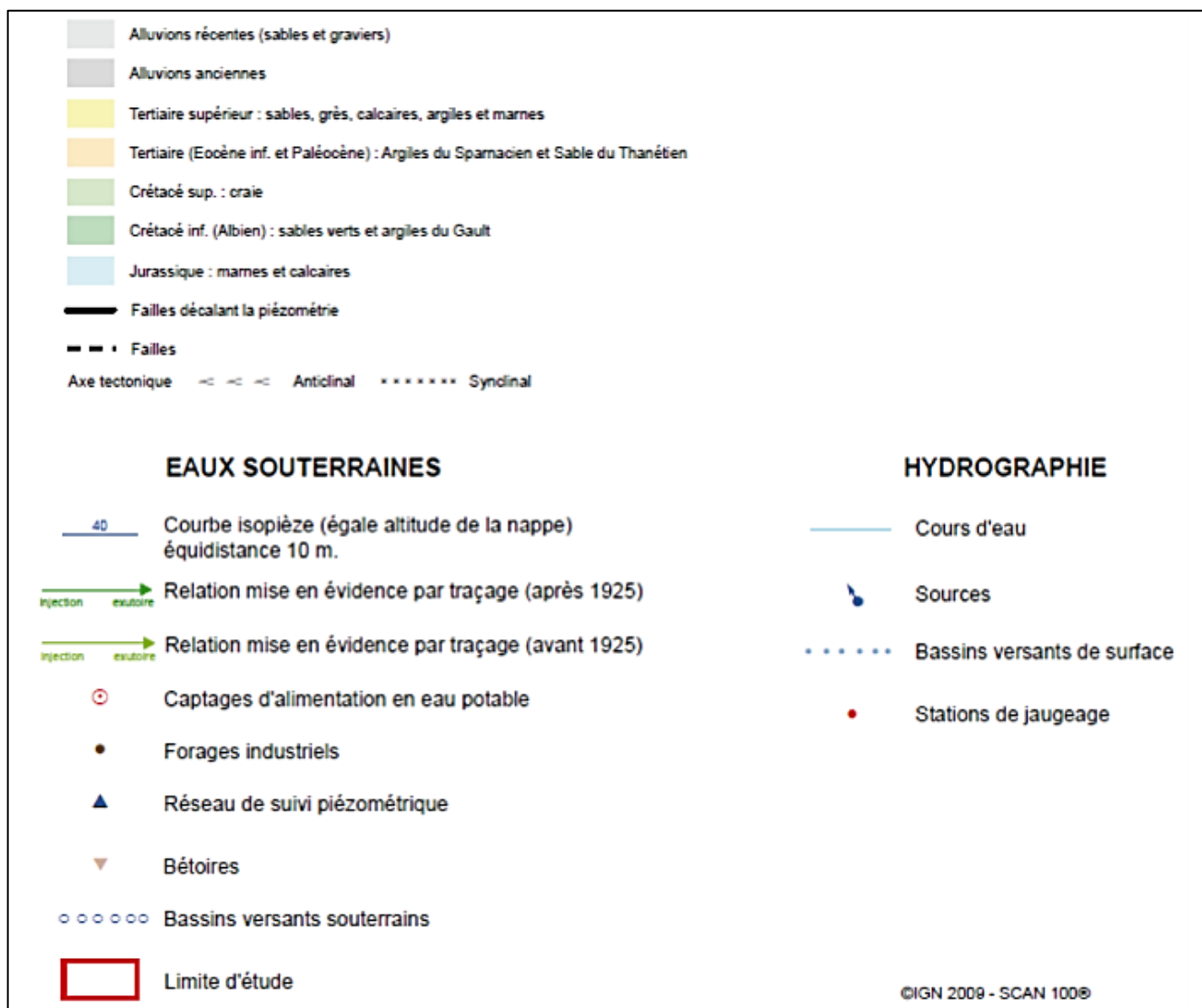


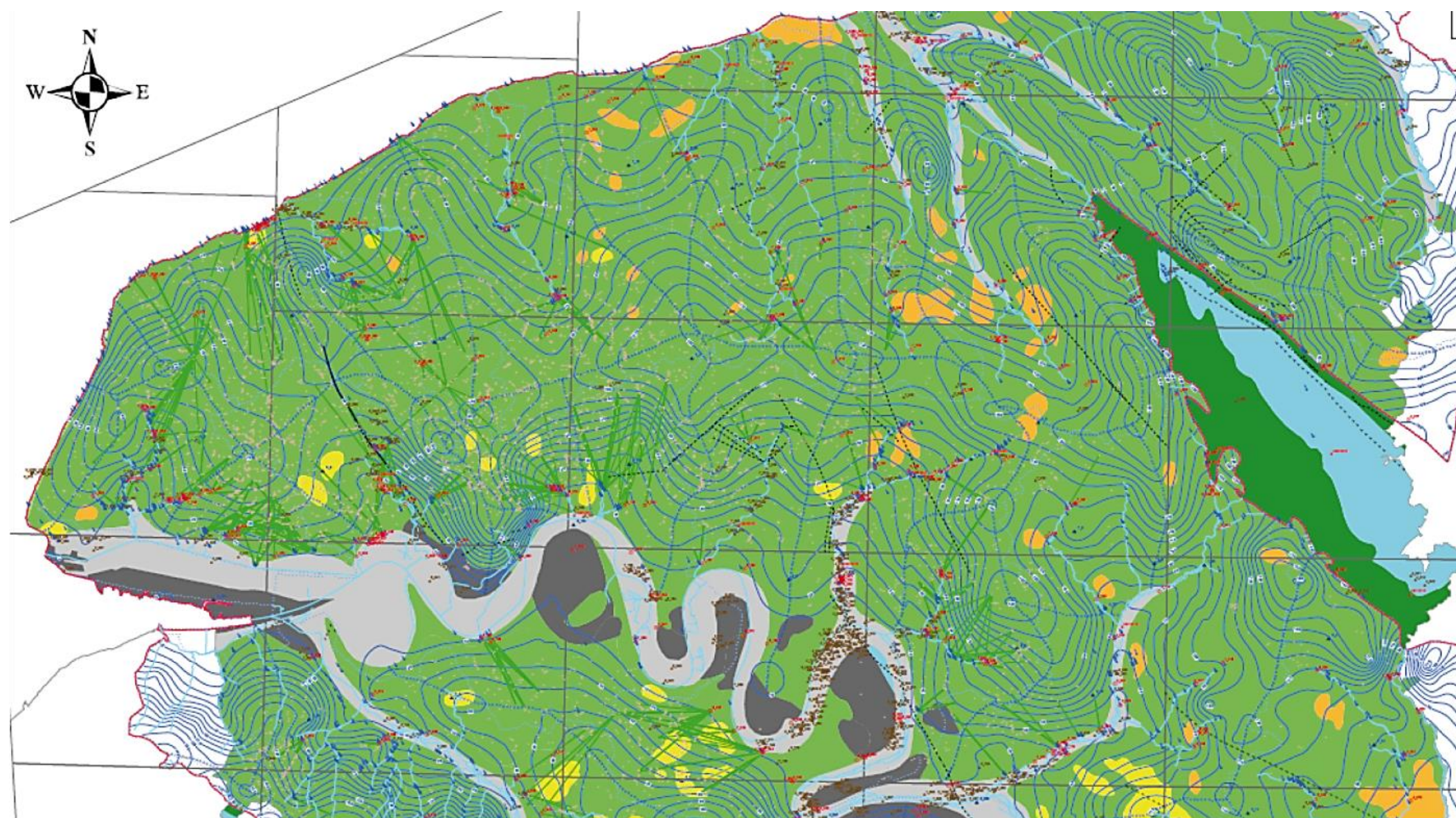
Figure 10 : Schéma structural de la région Haute-Normandie et MNT(Slimani 2009)

2.2 Hydrogéologie de l'Ouest du bassin de Paris

Le principal aquifère haut-normand est l'aquifère de la craie (craie sénonienne). La carte piézométrique en moyennes eaux est présentée en Figure 11.



Légende de la Figure 11.



GEOLOGIE (Carte géologique BRGM à 1/1 000 000)

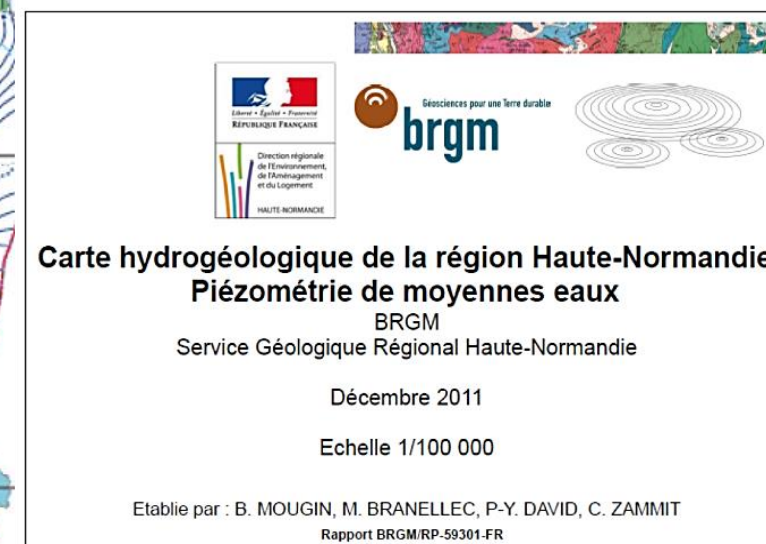


Figure 11 : Carte piézométrique de la Saine maritime en moyennes eaux (modifiée à partir de la carte hydrogéologique de la région Haute-Normandie, BRGM).

Concernant la recharge de cet aquifère, le climat est essentiellement océanique à océanique dégradé à empreinte continentale à l'intérieur des terres. Les précipitations moyennes annuelles sont comprises entre 550 et 1 100 mm avec des hétérogénéités locales marquées : à peine 550 mm dans le Sud-Est de l'Eure et 1 100 mm sur le secteur de Bolbec (Pays de Caux central).

La craie est plus ou moins fracturée (selon le contexte structural local et la lithologie) ; les processus d'altération et dissolution sont responsables du développement de systèmes karstiques dans ces formations crayeuses. En surface, les formes reliées au karst souterrain, points d'infiltration des eaux de surface, sont visibles sous la forme de zones affaissées, localement nommées *bétoires*, qui correspondent aux *dolines* classiquement décrites en hydrologie karstique (Figure 12).

Les formations superficielles, en particulier les argiles à silex (voir 2.1), peuvent stocker l'eau d'infiltration de manière transitoire, comme mis en évidence par Jardani et al. par des mesures de Potentiel Spontané (Jardani et al 2006). Il s'agit alors de petits aquifères perchés, qui peuvent présenter un comportement similaire aux aquifères épikarstiques classiques. Les racines d'altération, souvent présentes sous ces formations, peuvent être ou non connectées à un système karstique (actif ou fossile). Elles sont rarement visibles en surface, les karsts normands étant des karsts sous couverture ; lorsqu'elles trépanent des systèmes karstiques actifs, elles peuvent apparaître comme des bétoires. Elles sont des vecteurs de pollution et de matières en suspension et constituent un risque pour la qualité des eaux potables lorsque les sources karstiques associées sont captées (Figure 12).



Photos: L. Duran



Figure 12 : Exemples de bétoires près d'Yport (à g.) et racine d'altération en falaise en bord de Seine (à d.)

Valdès a discuté des processus d'infiltration à travers les formations d'argile à silex, en distinguant deux types d'infiltration en fonction de l'épaisseur de la formation (Valdes et al 2014). Une épaisseur importante d'argiles à silex serait associée à un stockage des eaux (aquifère perché), avec une concentration des eaux d'infiltration en éléments caractéristiques avant écoulement vers les conduits karstiques, tandis qu'une faible épaisseur des argiles à silex entraînerait une infiltration plus diffuse (Figure 13). La présence d'une formation d'argiles à silex épaisse aurait donc tendance à concentrer les eaux en éléments allochtones, avec un retard de l'infiltration dû au stockage temporaire dans l'aquifère perché.

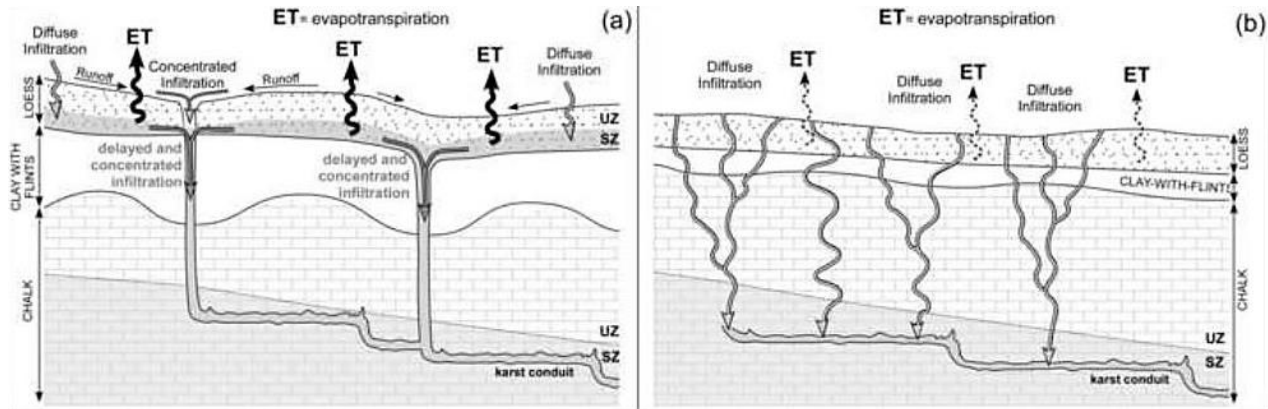


Figure 13 : Schémas conceptuels de l'infiltration sous les argiles à silex
(a) d'épaisseur importante et (b) d'épaisseur faible, en Normandie (Valdes et al 2014)

L'aquifère de la craie a été décrit comme présentant une double ou une triple porosité selon les auteurs (Dupont et al 2006):

- une porosité matricielle, de forte capacité mais de faible porosité efficace (perméabilités de l'ordre de 10^{-8} m.s^{-1} , soit quelques mètres par an) ;
- une porosité de fractures, plus ou moins affectées par la dissolution, avec des perméabilités entre 10^{-6} et 10^{-4} m.s^{-1} , soit quelques mètres par mois (cette porosité jouerait un rôle dans la fonction capacitive de l'aquifère, dans le retard de la recharge, et dans l'organisation des gradients hydrauliques) ;
- une porosité de conduits plus localisée, avec des vitesses de transferts pouvant atteindre plus de 100 m/h (perméabilités équivalentes de 10^{-3} à 10^{-1} m.s^{-1}), avec un rôle majeur joué pour la vulnérabilité des ressources.

A cause des caractéristiques particulières des aquifères crayeux, dont leurs porosités caractéristiques, le domaine a longtemps été considéré comme non karstique, à part par quelques auteurs (Rodet 1985; Lepiller 1993; Bakalowicz 2005), notamment car les cartes piézométriques ne montrent que rarement l'influence des conduits, bien que les vitesses de traçages soit caractéristiques des karsts.

Selon les types de craie, ces valeurs peuvent présenter des variations (Figure 14).

	Teneur en silex (en %)	Teneur en insolubles fins (en %)	Porosité (en %)	Perméabilité (en mDarcy)	Densité
Cénomaniens	0.5 à 20	7 à 50	15.4 à 41.3	0.1 à 13.1	1.6 à 2.1
Turonien	0 à 5	3 à 9.1	26.3 à 47	0.1 à 4.1	1.7 à 2.1
Coniacien	8 à 13.5	0.5 à 4	22.6 à 38.3	1.1 à 2.6	1.6 à 1.7
Santonien	10 à 16	0.3 à 2.8	40.2 à 45.6	3.5 à 5.6	1.6 à 1.8
Campanien		2.3 à 4.2	43.4 à 45	3.8 à 6.5	

Figure 14 : Détails des caractéristiques lithologiques des craies (d'après Laignel 1997)

Ces différentes porosités amènent à des fonctionnements hydrologiques contrastés. Les compartiments affaissés et des synclinaux peuvent fournir des flux plus importants et soutenus, du fait de la puissance plus importante des aquifères et de l'incision des vallées. Les anticlinaux et les blocs surélevés présentent des aquifères moins puissants, mais les gradients hydrauliques plus élevés favorisent le développement de conduits karstiques.

Les systèmes karstiques sont à l'origine d'une forte vulnérabilité des captages en eau potable. Lors d'épisodes pluvieux, les bétouilles sont des vecteurs de transport préférentiel de matières en suspension et de polluants de type produits phytosanitaires en provenance des terres agricoles. La connexion avec les drains karstiques entraîne un transport rapide vers les sources captées. Les inventaires réalisés montrent une très forte densité de bétouilles, en particulier en Seine-Maritime (Figure 15). Ces bétouilles jouent un rôle dans les variations de turbidité enregistrées aux sources.

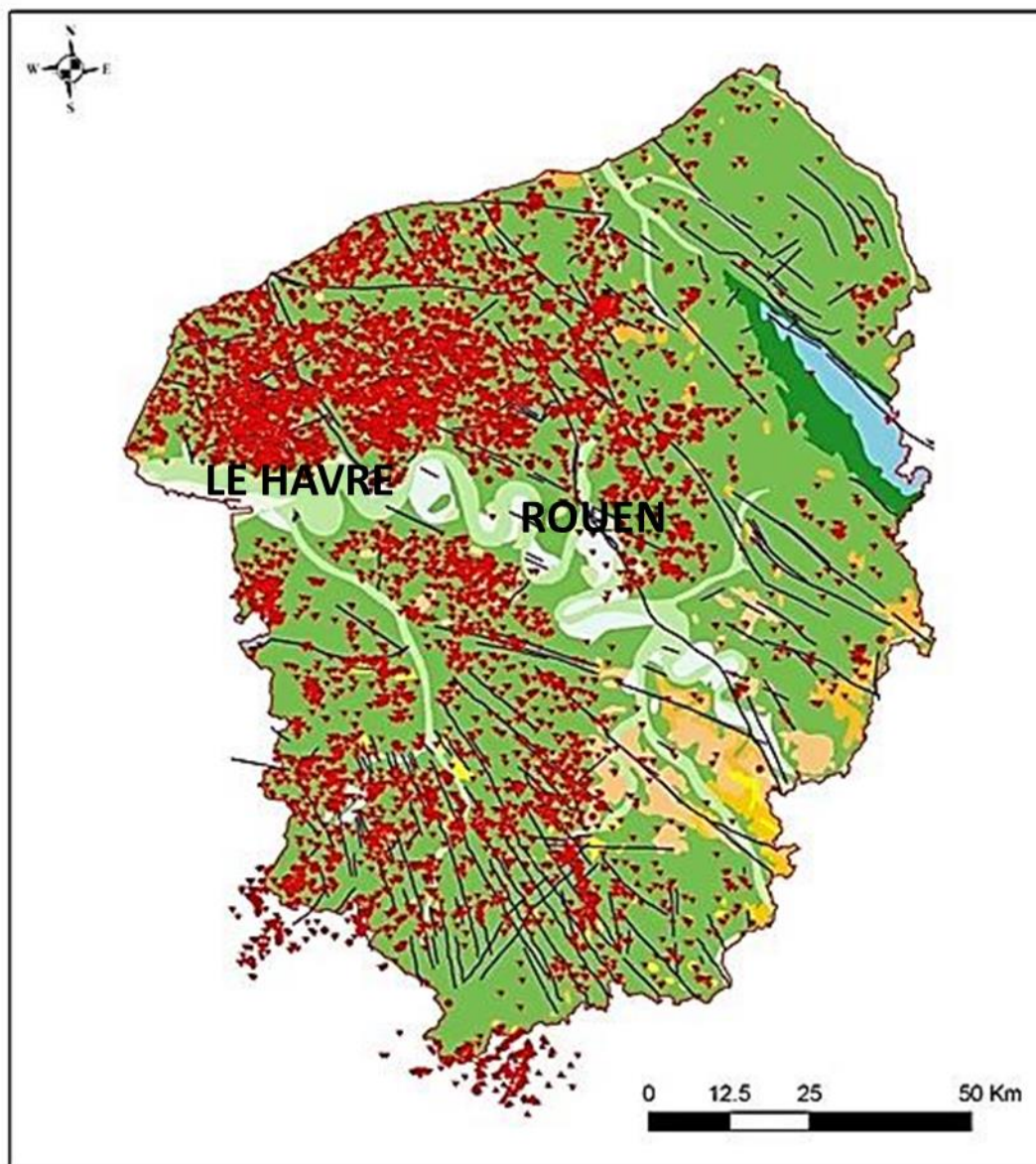


Figure 15 : Carte de répartition des bétoires en Normandie, d'après un inventaire BRGM

L'étude des systèmes karstiques revêt une importance particulière en Haute-Normandie, où une très forte proportion des captages est alimentée par des eaux karstiques. Le schéma présenté en Figure 16 illustre les différents éléments caractéristiques des karsts normands présentés ci-dessus.

POURQUOI DES EAUX TURBIDES EN NORMANDIE ?

Circulation des eaux du sol vers le sous-sol

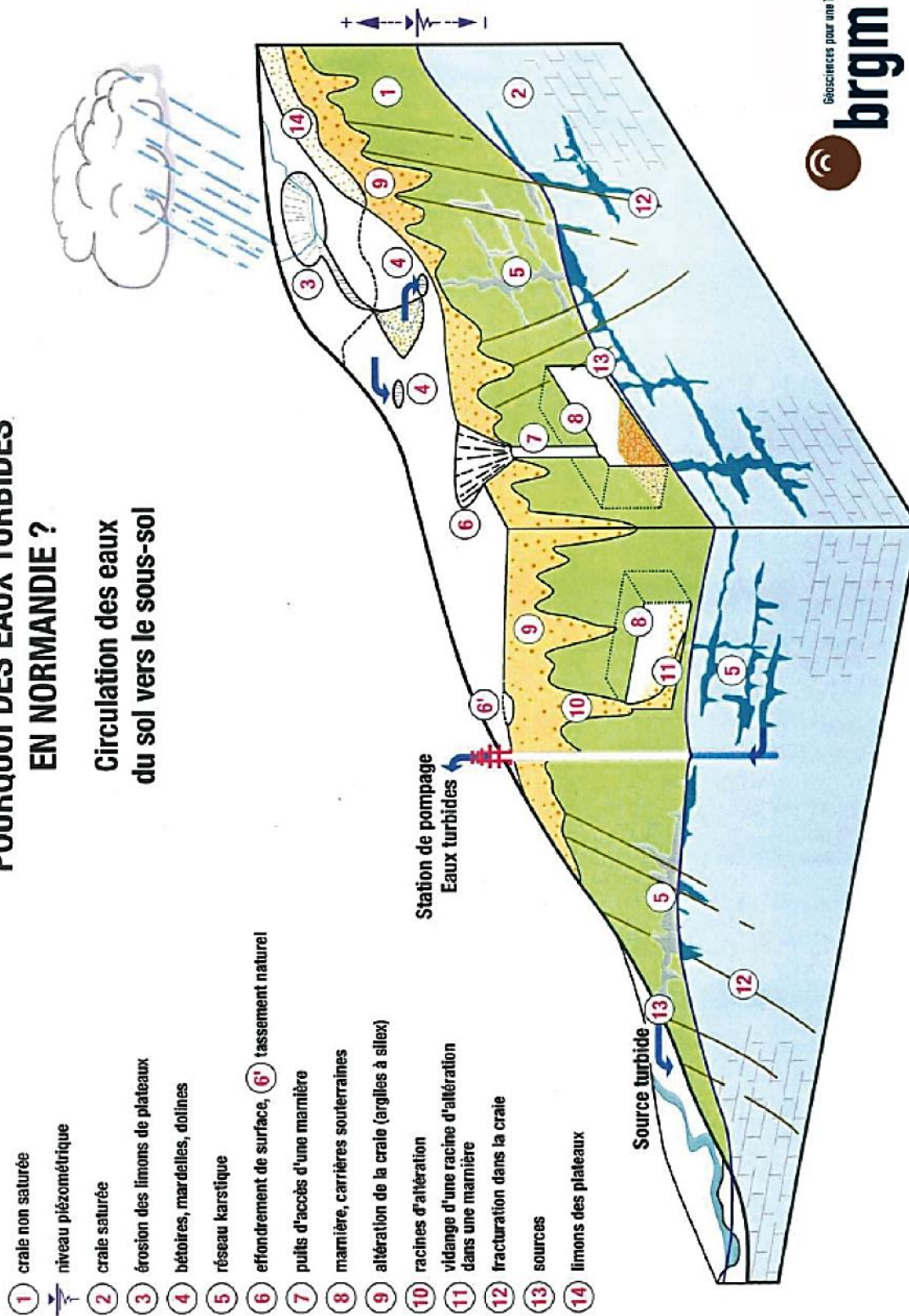


Figure 16 : Schéma du contexte karstique normand

2.3 Typologie et mise en place des réseaux karstiques régionaux

Les karsts normands se développent dans les formations cénomaniennes à campaniennes. C'est dans ses mêmes formations que sont constitués principalement les plateaux crayeux normands, entaillés par les vallées principales et les vallons secs et talwegs.

Le karst d'introduction est défini par l'ensemble des formations géologiques favorisant ou participant de manière directe ou indirecte à l'altération d'un encaissant. La craie s'altère à la proximité de la surface, ce qui participe au développement des argiles à silex. Comme vu précédemment, ces formations peuvent abriter des aquifères perchés. Ce stockage d'eau participe au développement du karst d'introduction, le plus souvent de manière verticale lorsque l'infiltration se fait sur un plateau (ce qui est le cas en Normandie), mais parfois de manière latérale ou oblique si l'infiltration se fait dans une dépression (poljé). Un développement latéral indique la proximité d'un niveau de base hydrologique. Dans l'Ouest crayeux du Bassin de Paris, la dynamique d'infiltration est verticale, de type suffosion. Le karst d'introduction se développe par arrachement lors d'un ruissellement, par effondrement (création de vide) et solifluxion (Chedeville 2015). Le degré d'évolution du karst d'introduction dépend de sa connexion avec le niveau de base : il ne peut atteindre la maturité que par connexion.

Le karst de restitution est constitué d'un réseau de drainage organisé, qui restitue les eaux infiltrées et de l'encaissant à un exutoire (source ou émergence). Les produits de l'altération sont évacués par le drainage. Le degré de maturité du karst de restitution reste limité tant que la jonction entre le karst d'introduction et le karst de restitution n'est pas pleinement réalisée (Rodet 2014). Il s'agit alors d'une percée hydro-karstique, reliant karst d'introduction et karst de restitution, qui s'effectue par trépanation d'un système sur l'autre, généralement brutalement.

Les karsts d'introduction et de restitution sont illustrés Figure 17.

Les variations du niveau de base sont importantes au cours des âges géologiques. Les modifications de ce niveau entraînent une mise à sec des systèmes karstiques lors de régressions marines, et un ré-ennoisement de ceux-ci lors de transgressions marines. Une exondation peut aboutir à la fossilisation du réseau. Un ré-ennoisement entraîne une adaptation du réseau karstique, avec par exemple la création de cheminées d'équilibre, la duplication du drain principal et un étagement. Au niveau régional, les variations de niveau de base au quaternaire ont affecté différents systèmes karstiques, les complexifiant (Rodet et al. 2005). Un exemple de l'amplitude des variations de niveau de base pour différents systèmes karstiques régionaux est présenté Figure 18.

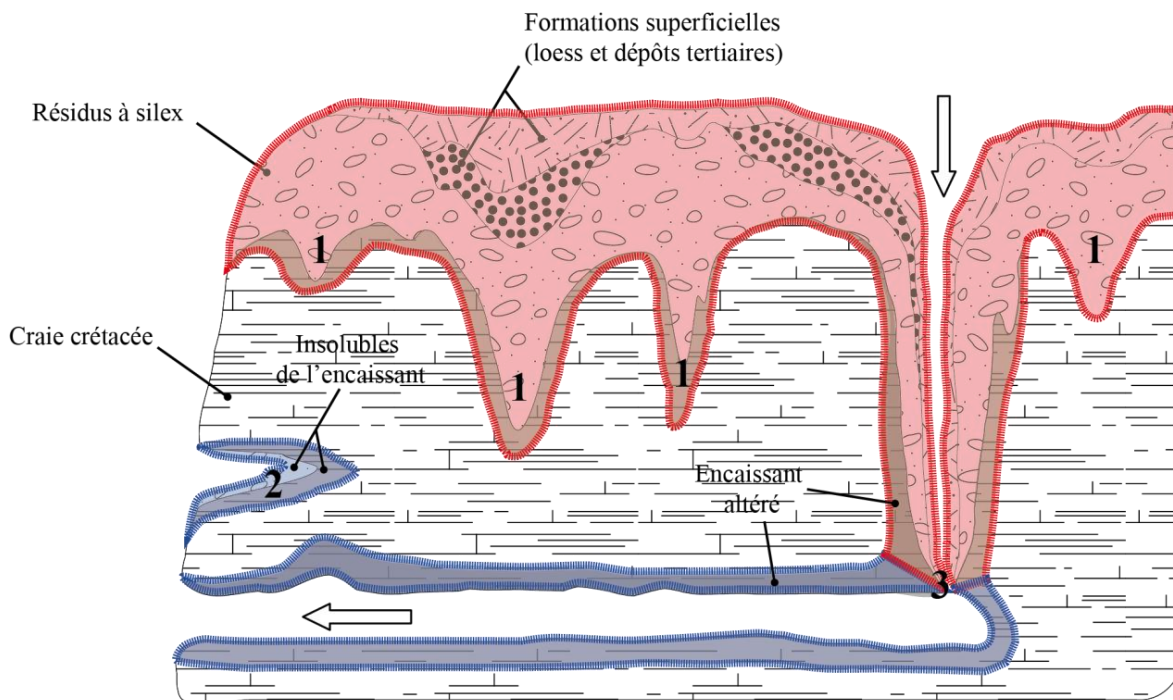


Figure 17 : Schéma d'un système karstique régional (Chedeville 2015)

(1) Karst d'introduction, (2) karst de restitution, (3) système karstique jonctionné

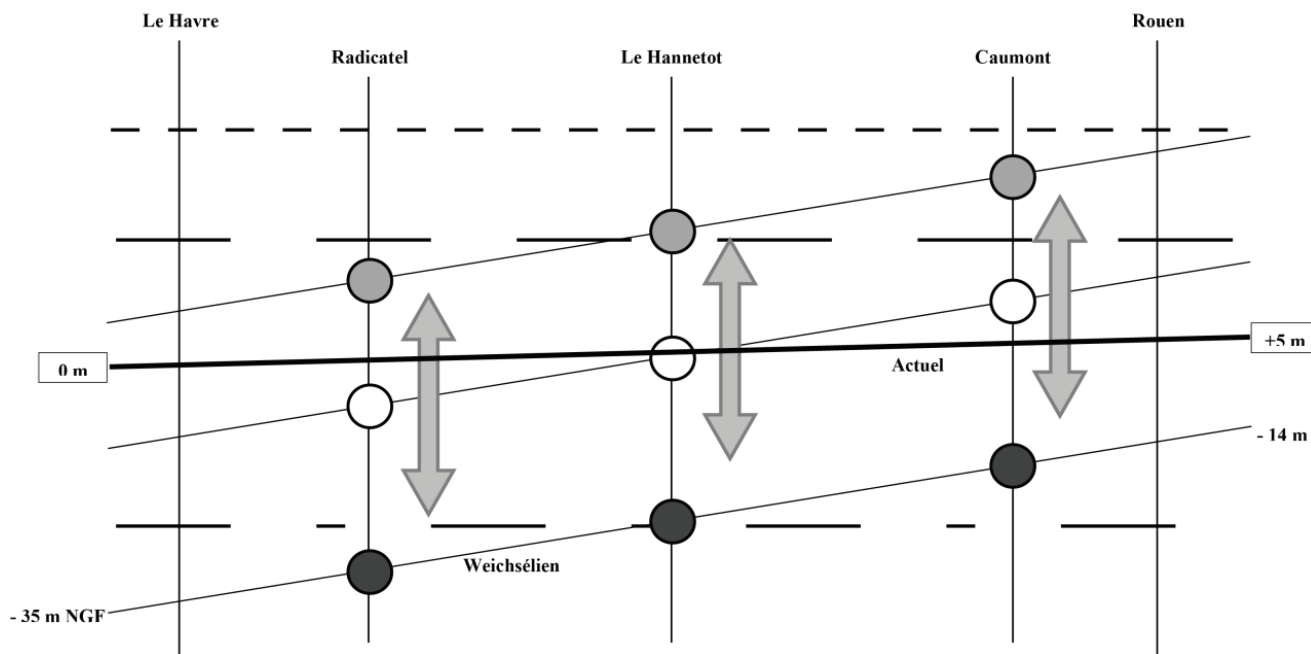


Figure 18 : Les variations du niveau de base régional et ses conséquences sur le karst en basse vallée de Seine (Rodet 2007)

3. Le site pilote : système karstique de Norville

3.1 Présentation du site d'étude

3.1.1 Présentation générale

Le système karstique de Norville, également appelé système du Bébec-Hannetôt, est situé en Haute-Normandie, en rive droite de la Seine, à mi-chemin entre Rouen et le Havre, à 40 km de l'embouchure dans la Manche (Figure 19). Il s'agit d'un système perte-résurgence, dont les propriétés karstiques ont été mises en évidence par différents essais de traçages, avec des vitesses d'écoulement de l'ordre de 100 m/h.

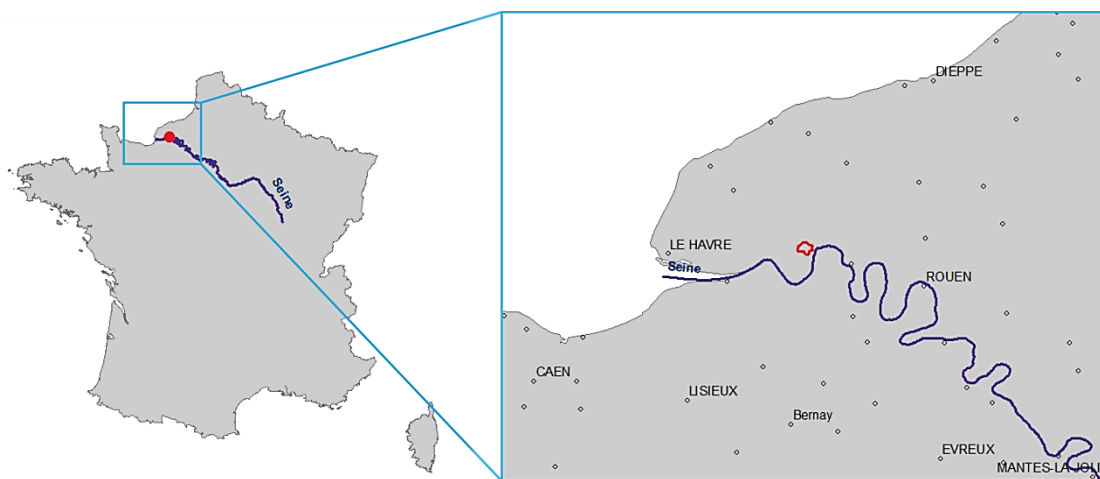


Figure 19 : Localisation du système étudié

La source de Norville, aussi appelée source du Hannetôt (Figure 20), située en pied de falaise, était initialement une source captée pour l'eau potable (1961-1994), à destination des communes voisines de Norville, Triquerville, Saint-Maurice-d'Etelan et Petitville. Ce captage fut par la suite abandonné au profit d'un forage réalisé dans la plaine alluviale en contrebas (à 200 m entre la source et la Seine), afin de s'affranchir des fortes turbidités enregistrées ponctuellement à la source. Le ruisseau du Hannetôt emprunte des canaux d'irrigation avant d'aller se jeter dans la Seine à proximité.

La géologie sur le bassin étudié est caractéristique de la géologie régionale, telle que décrite dans le chapitre 2 de cette partie (2.1). Le détail des formations géologiques ainsi que leur puissance spécifique sur le site sont présentés sur le log géologique (Figure 21). La carte géologique du site est présentée à la Figure 22.

Au niveau de la source, le marnage en Seine est important (amplitude de variation de 4 m en un jour en moyenne). La hauteur maximale atteinte par la Seine au niveau de Caudebec en Caux, point de mesure du marnage le plus proche, est de 10.5 m, et la hauteur minimale atteinte est de 2.3 m.

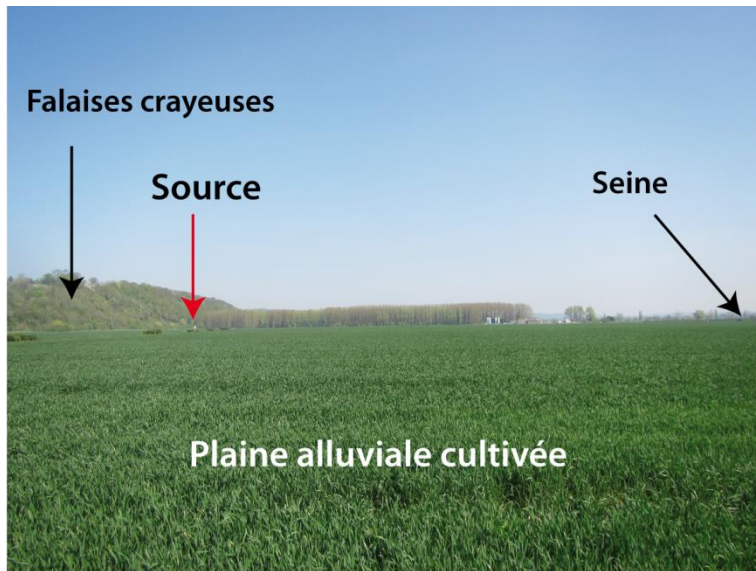


Figure 20 : Photographies du site de la source

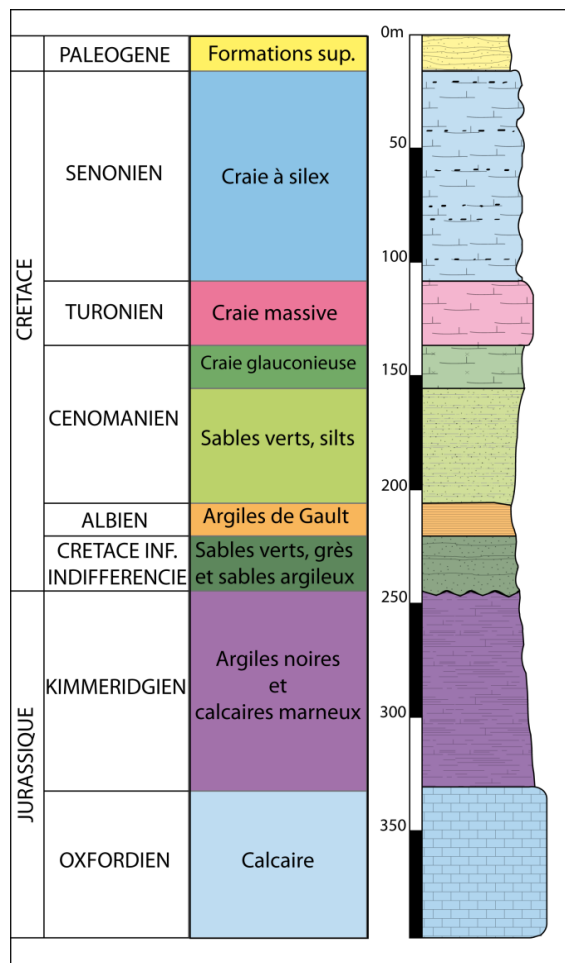


Figure 21 : Série stratigraphique sur le bassin de Norville

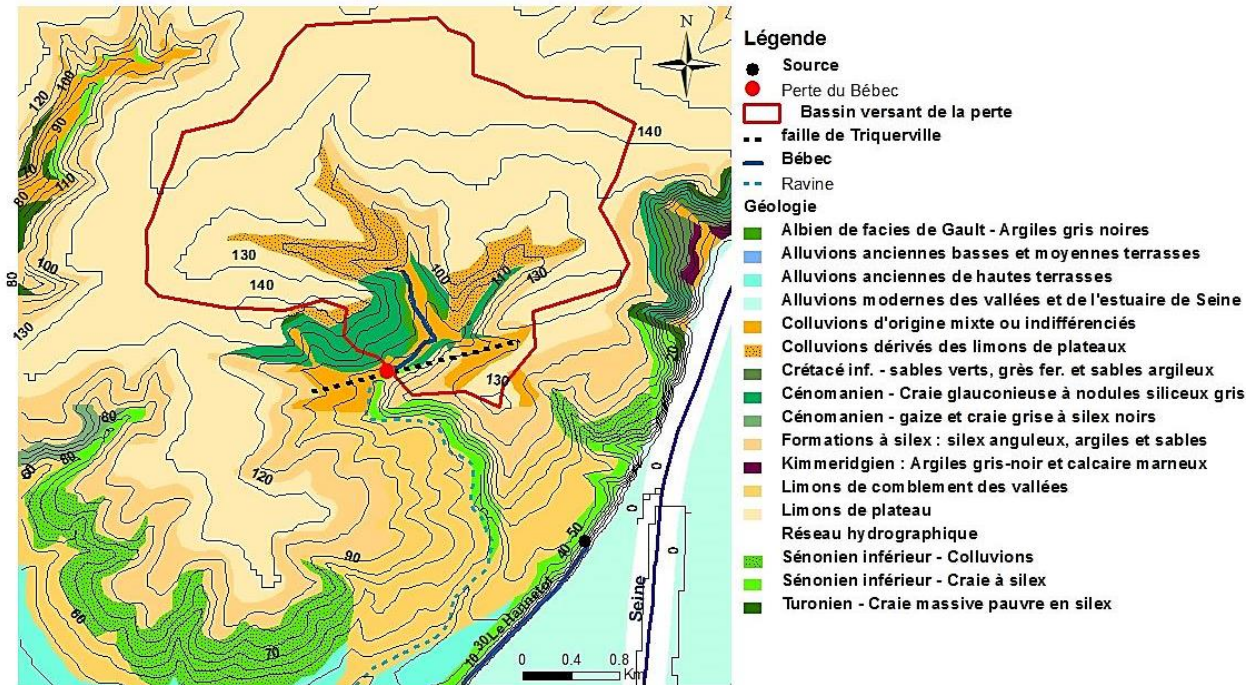


Figure 22 : Géologie et topographie du site de Norville

La source est légèrement au-dessus du niveau piézométrique. Bien qu'elle soit l'exutoire unique connu du bassin, elle fonctionne en partie comme une source de surverse. Un puits de 3 mètres à l'aplomb de la source a été exploré lors des travaux pour le captage de la source, puits relié au réseau karstique. Le conduit karstique en contrebas, au contact des alluvions peu transmissives, subit une mise en charge qui conduit à la sortie de la quasi-totalité du débit à la source.

3.1.2 Bassins versants et structure générale

3.1.2.1 Bassin du Bébéc

Sur le plateau, un ruisseau pérenne, le Bébéc, s'écoule avant de venir disparaître intégralement dans une perte située sur un accident, la faille de Triquerville. Le bassin versant du Bébéc draine 8.3 km², depuis la naissance du ruisseau (résurgence diffuse de la nappe du Cénomaniens au lieu-dit « Les Mouillants »), jusqu'à son filtration totale en un point concentré (la perte au niveau de la faille). A partir de la perte, l'écoulement est souterrain au sein de conduits karstiques, jusqu'à resurgir à la source du Hanne-tôt (Norville). Le bassin est caractéristique du Pays de Caux, avec une occupation des sols répartie entre les cultures agricoles et l'élevage.

Lors de périodes de précipitations particulièrement importantes, des écoulements annexes en provenance des vallons peuvent alimenter le Bébec, expliquant en partie sa forte variabilité (de quelques litres par seconde en étiage à 1 m³/s lors des crues majeures). Le bassin versant offre en effet des caractéristiques géomorphologiques (forte pente, densité de drainage élevée) qui définissent un comportement hydrologique très sensible aux fortes précipitations (Slimani 2009).

Lorsque ce type d'événements majeurs se produit, la perte du Bébec ne parvient plus à absorber l'intégralité du débit du ruisseau. Au-delà d'un débit estimé à 50 l/s, la perte sature, et le Bébec alimente alors par débordement un ruisseau temporaire appelé la Ravine, qui se dirige vers la Seine (Massei 2001) (Figure 23).



Photo: Janv. 2015



Photo: Avril 2014

Figure 23 : Perte à saturation qui déborde dans la Ravine (à g.), et dans son état habituel (à d.)

En 2006, un bassin de rétention a été réalisé en amont pour éviter les inondations majeures du hameau du Quesnay.

3.1.2.2 Bassin d'alimentation de la source du Hannetôt

Le bassin hydrogéologique complet de la source du Hannetôt inclut à la fois le bassin versant de surface du Bébec, ainsi que le bassin d'infiltration directe intermédiaire : il s'agit d'un bassin karstique de type binaire. La piézométrie au sein de la nappe de la craie (du Sénonien) est présentée Figure 24.

En se basant sur la piézométrie, ainsi que sur le bassin versant de surface, sur les traçages effectués sur de nombreuses bétouilles (Figure 25), le bassin d'alimentation hydrogéologique total de la source du Hannetôt a été estimé (Figure 26). Le bassin intermédiaire présente une surface de 4.2 km², ce qui amène à une superficie totale du bassin de 12.5 km².

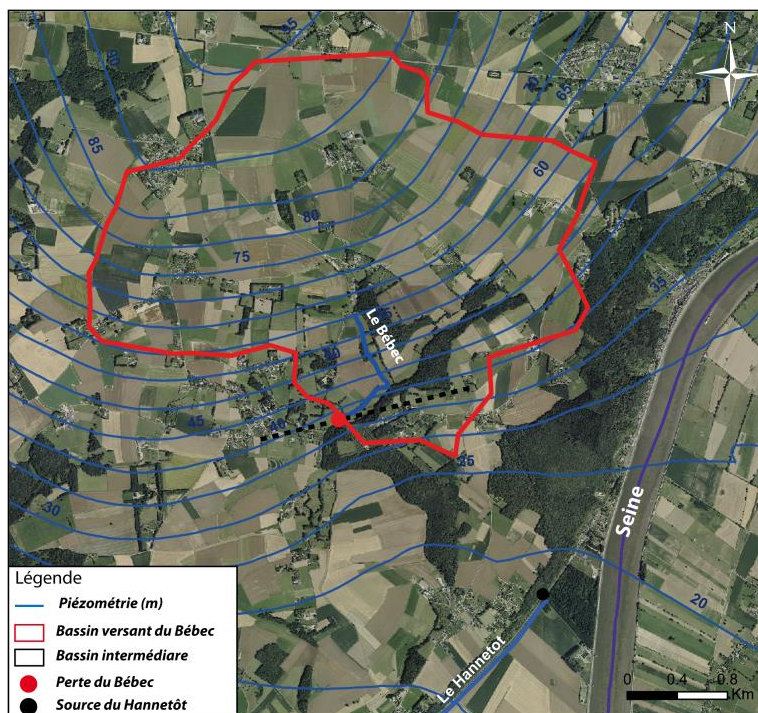


Figure 24 : Piézométrie locale basée sur les données BRGM 2006

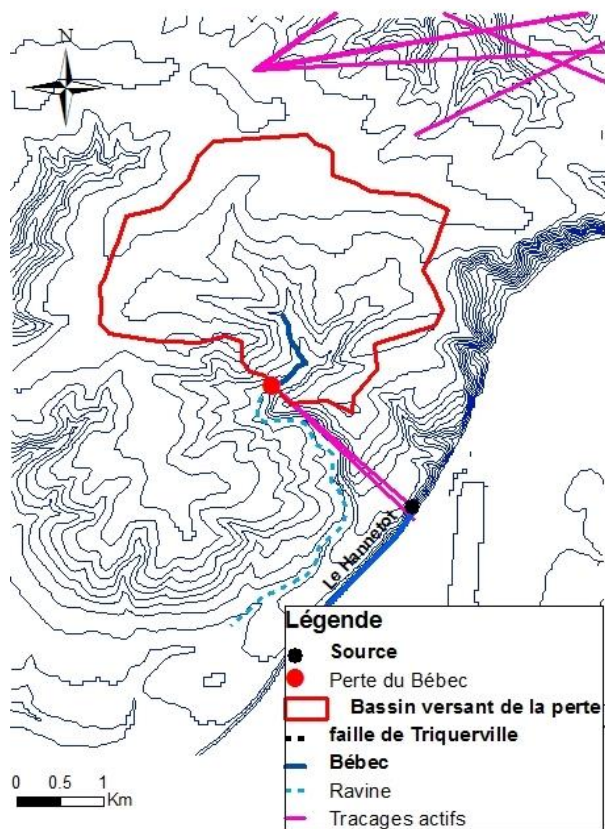


Figure 25 : Traçages historiques positifs (« actifs ») effectués sur le site d'étude (données BRGM)

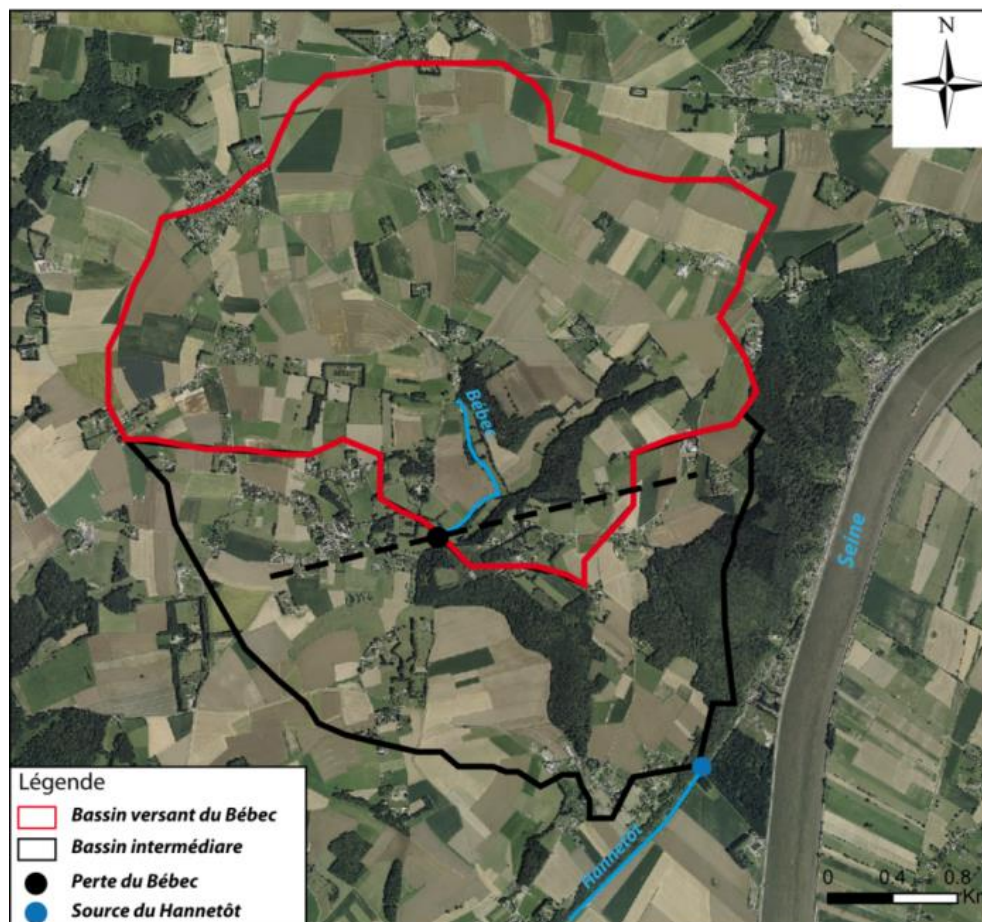


Figure 26 : Bassins d'alimentation du Bébec et de la source

Quelques incertitudes peuvent subsister en l'absence de traçages de toutes les bêtes présentes sur l'ensemble de la zone d'étude et à sa proximité, et surtout des bêtes ou structures d'infiltration non reconnues car sous couverture.

Il est à noter que ce bassin versant hydrogéologique peut varier ponctuellement, et que différents flux sortants/apports peuvent avoir lieu sur l'ensemble du système :

- Lors d'événements majeurs, une partie du débit du Bébec emprunte le ruisseau temporaire de la Ravine et rejoint la Seine, ne contribuant donc pas au débit à la source ;
- Un apport par la matrice crayeuse est difficile à estimer précisément ;
- Des écoulements souterrains peuvent également avoir lieu en aval, en dessous de la source du Hannevét, dans les alluvions en bordure de Seine. Une faible présence de traceur fluorescent dans des forages dans la plaine alluviale a été retrouvée lors de traçages antérieurs, indiquant que la source Hannevét est l'exutoire principal du bassin, mais non l'exutoire unique (Massei 2001; Fournier 2006).

3.1.2.3 Détails structuraux

Le bassin est affecté par la faille de Triquerville, d'orientation N70E et d'un rejet estimé à une centaine de mètres. Le compartiment Nord présente une structure anticlinale, de même orientation que la faille. Il met en contact les formations de l'Albien, du Cénomaniens et du Turonien, affleurant à proximité de la faille, avec la craie du Sénonien du compartiment Sud. Deux hypothèses ont été présentées sur la structure de l'anticlinal ; d'après une étude de Pleuvret (Massei 2001), l'anticlinal vient s'adosser à la faille avec un pendage important (en cohérence avec les profondeurs des formations mesurées dans cette zone grâce à un forage géologique). Une autre hypothèse a été émise par Lepiller, privilégiant des compartiments intermédiaires à proximité de la faille plutôt qu'une flexure (Lepiller 1975) . Ces deux hypothèses sont présentées en Figure 27 et en Figure 28.

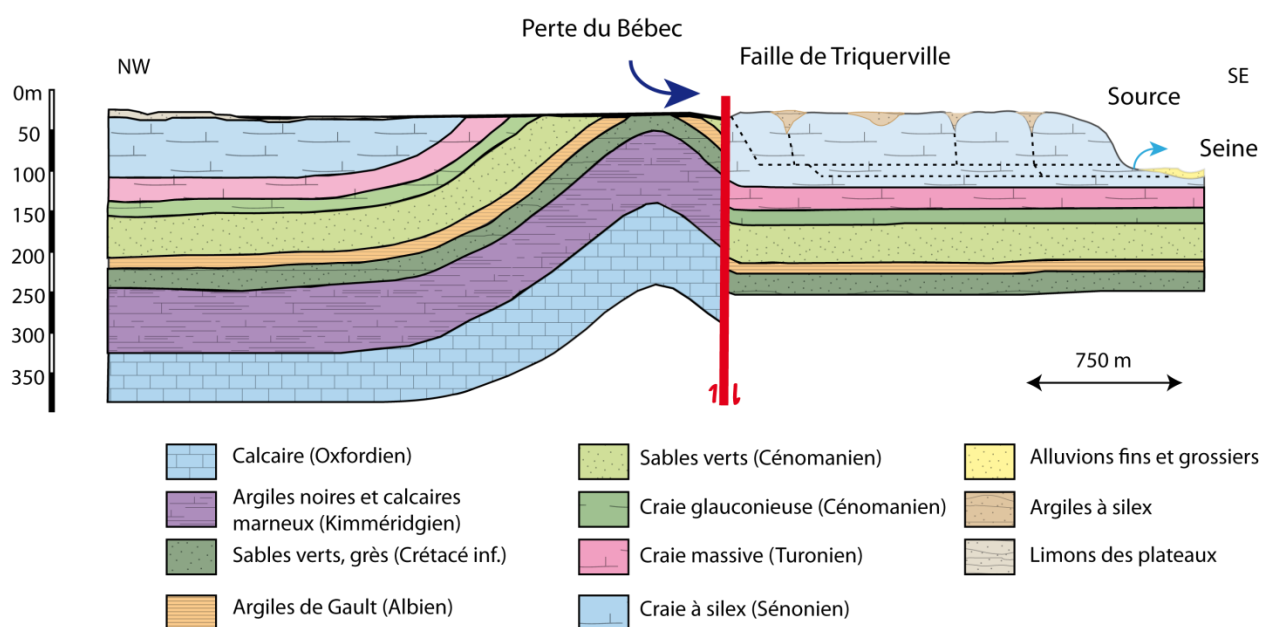


Figure 27 : Coupe géologique schématique du site d'étude, selon l'hypothèse de Pleuvret

Note : Contrairement à la convention en vigueur, les figurés des formations ne suivent pas toits et murs de celles-ci, pour des raisons techniques.

Dans cette première hypothèse, l'anticlinal présente de fortes pentes et vient s'adosser à la faille de Triquerville ; tandis que dans l'hypothèse de Lepiller, le pendage du pli est moins important, mais deux accidents secondaires viennent enfouir les formations à proximité de la faille.

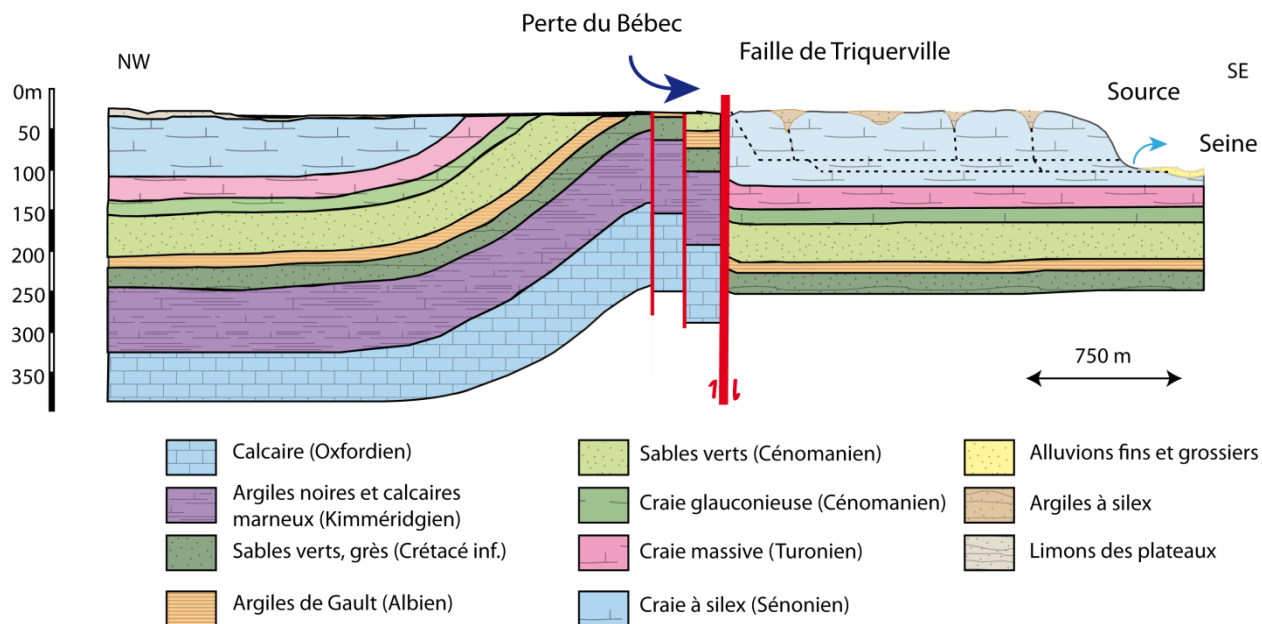


Figure 28 : Coupe géologique schématique de la zone d'étude, selon l'hypothèse de Lepiller

La question de trancher entre les deux hypothèses est posée dans cette thèse, appuyée sur des campagnes géophysiques.

3.1.3 Infiltration

La Figure 29 illustre les racines d'altération sur le site, visibles en coupe à flanc de falaise (à quelques kilomètres de la source du Hanneôt), ainsi qu'une vue « interne » de la structure en entonnoir, prise dans l'ancienne carrière du Quesnay, située à une centaine de mètres de la perte du Bébéc, dans le compartiment sud (craie du Sénonien) décrit ci-dessus en 3.1.2.

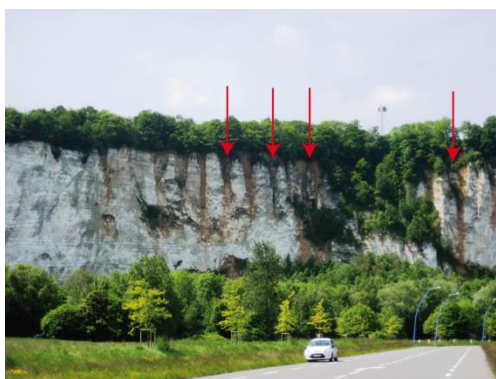


Photo: L. Duran



Photo: S. Chedeville

Figure 29 : Racines d'altération, vue en coupe sur la falaise (à g.), et dans la carrière du Quesnay (à d.)

Ces racines d'altération participent à l'infiltration diffuse dans la craie. Lorsqu'elles sont reliées au système karstique actif (par trépanation), elles contribuent directement à un flux de la surface vers la source karstique.

Il peut être difficile d'estimer la densité de ces racines en dessous des formations superficielles (limons des plateaux, argiles à silex). Certains sites de la région montrent une très forte concentration de racines d'altération. C'est le cas notamment de la carrière de Saint-Vigor d'Ymonville (Seine-Maritime), à une quinzaine de kilomètres du site de Norville (Figure 30). Dans ce secteur, la densité de racines peut atteindre plus de 1000 par km².



Image aérienne Google view



Photo: J-C Staigre, 2013

Figure 30 : Vue aérienne et photographie de la carrière de Saint-Vigor

Une des difficultés est d'estimer la présence de telles structures sur la zone d'étude. Un des seuls moyens possibles pour les détecter est l'emploi de méthodes géophysiques. Bien que les principales bétoires aient été recensées sur le bassin (Figure 31), les racines d'altération peuvent également alimenter le réseau karstique de manière active sans pour autant être visibles en surface du fait de la couverture. Les modalités d'infiltration et les possibilités d'aquifères perchés sur le site sont également mal connues.

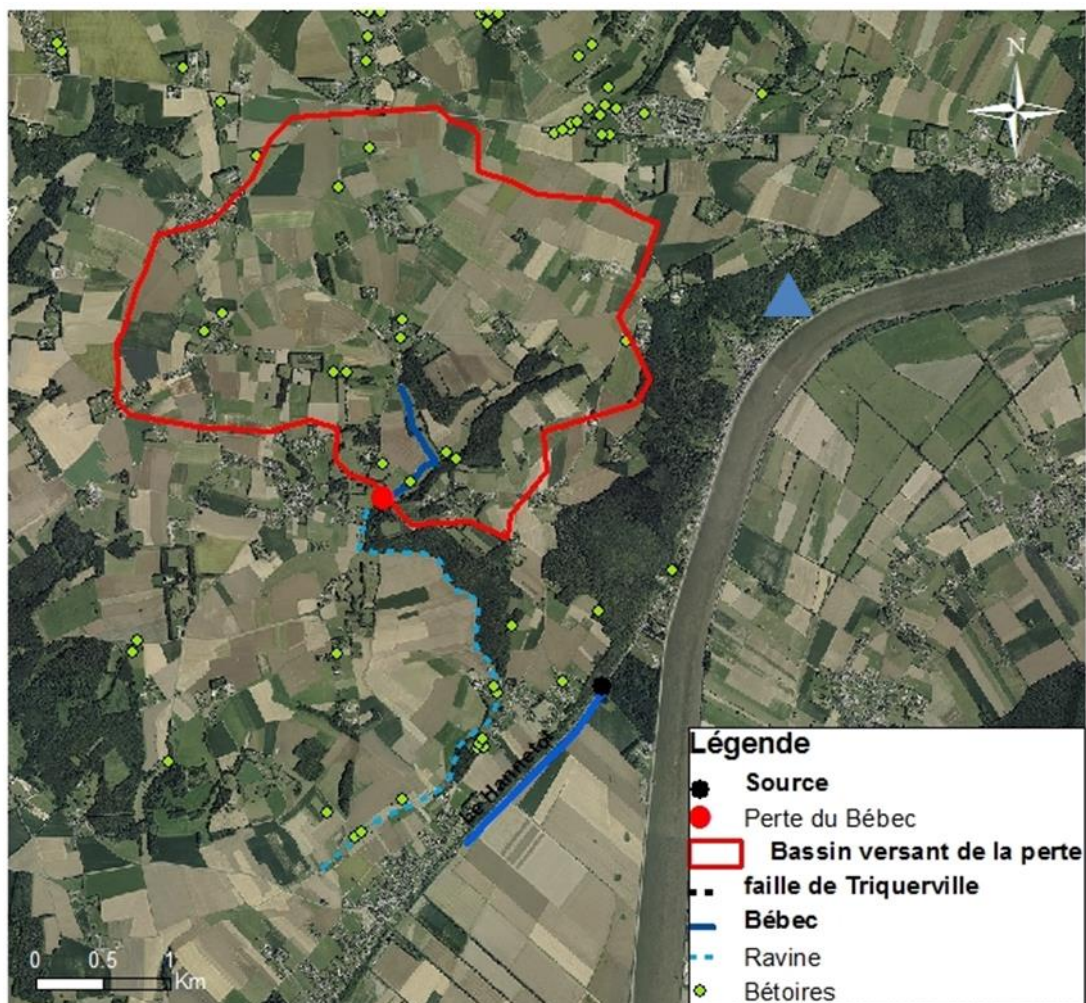


Figure 31 : Bétoires reconnues sur le bassin

En bleu, l'emplacement de la galerie de Villequier décrite dans le paragraphe suivant

3.1.4 Villequier I et II, karst fossile

Un système karstique fossile explorable en partie est situé à proximité de la source du Hannelôt (400 mètres au nord-est), sur le hameau de Villequier. Deux conduits (respectivement d'une longueur de 492 m et 34.5 m) sont observés ; le plus grand est la grotte de Villequier I, située à l'intersection entre une diaclase verticale et un lit de silex subhorizontal ; le plus court est appelé Villequier II, situé à une quinzaine de mètres du premier au nord-est. Ce second conduit était vraisemblablement connecté au premier avant l'érosion du front de falaise. Aucune circulation d'eau n'est observée de manière pérenne dans ces conduits, bien que la présence d'eau puisse y être notée après de forts épisodes pluvieux, ou bien encore lors des plus hautes cotes piézométriques atteintes, par ennoïement (Chedeville 2015).

La proximité du système de Villequier avec le système du Bébec-Hannetôt laisse supposer une connexion hydrologique (présente ou passée) entre ces deux systèmes. Lepiller (1975) a développé cette hypothèse, en s'appuyant sur plusieurs arguments. Tout d'abord, les accès actuels aux grottes de Villequier sont situés à une altitude de +8m NGF, avec des circulations d'eau occasionnelles à +6m NGF, tandis que la côte de la résurgence du Hannetôt est à +4m NGF. De plus, l'orientation des conduits observés à Villequier I présente une direction parallèle à l'axe perte du Bébec-source du Hannetôt. Les deux systèmes se développent dans la même unité stratigraphique et structurale (Craie à silex du Sénonien)(Figure 32). Enfin, l'étude des remplissages sédimentaires dans la grotte Villequier I présente de fortes teneurs en glauconie (absente généralement de la craie sénonienne). Or plusieurs formations affleurant à proximité de la perte du Bébec contiennent de plus importantes proportions de glauconie (Albien et Cénomaniens).

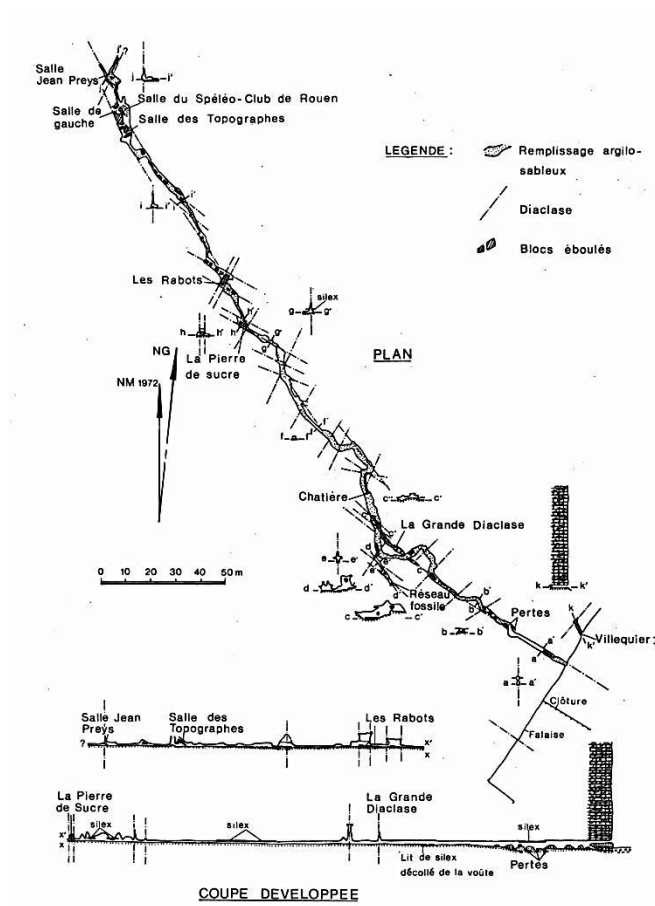


Figure 32 : Réseau karstique de Villequier, Lepiller (1975)

3.2 Connaissances antérieures sur le fonctionnement hydrodynamique du site

Cette sous-partie présente la synthèse des travaux précédemment effectués sur le système de Norville et les principaux apports à la connaissance de son fonctionnement.

3.2.1 Première caractérisation du site (axée transport)

Massei a présenté en 2001 les conclusions de ses travaux sur le fonctionnement du système karstique de Norville. L'axe principal porte sur l'étude de la turbidité. Des phénomènes de remise en suspension de particules et de dépôts ont été identifiés. Seules des crues dépassant un certain seuil provoquent une érosion significative. Les effets de saturation à la perte du Bébec ont été estimés à 50 l/s. Des traçages sont venus confirmer la nature karstique des écoulements souterrains. Une connexion existe avec l'aval de la source (forage), mais avec des vitesses très inférieures, avec des fonctionnements distincts (révélés par des analyses particulières). Des analyses montrent également la karstification active du système, essentiellement dans sa partie amont. Un schéma bilan de l'analyse du fonctionnement du système est présenté Figure 33.

3.2.2 Emploi de méthodes statistiques pour la caractérisation du transport

Fournier a également travaillé sur le système karstique du Bébec-Hannetôt, en introduisant l'utilisation de méthodes statistiques pour étudier le fonctionnement de systèmes karstiques (Fournier 2006). Entre autres, des méthodes d'analyse factorielle, la méthode Statis, les analyses de Hill et Smith, l'utilisation de courbes normalisées EC-T-Q, et le partitionnement univarié sur différentes chroniques mesurées ont permis de caractériser les modalités de transport à l'échelle du cycle hydrologique, en séparant les phénomènes de transfert direct et ceux de dépôts/remise en suspension de particules. Combinées aux méthodes classiques d'analyses en hydrologie (débits classés, analyses corrélatoires et spectrale et en ondelettes univariées et bivariées, analyse en composantes principales), ces méthodes ont permis d'étudier la variabilité spatio-temporelle des caractéristiques physico-chimiques et microbiologiques des eaux, en se focalisant en particulier sur la partie aval du système.

Différentes conclusions ont été tirées de ces analyses, résumées en partie Figure 34. La Seine constitue l'axe de drainage de l'aquifère de la craie. Le transport des particules est soumis au gradient hydraulique local, qui est lui-même potentiellement influencé par les variations du niveau de la Seine. Les phénomènes de remise en suspension des sédiments intra-karstiques se font majoritairement en étiage et à bas niveau de la Seine. L'infiltration est de deux formes : rapide via la perte, et lente par les formations superficielles, avec des contaminations différentes associées. Plus à la marge et en conditions particulières, la connexion hydraulique avec le forage situé en aval, exploité pour l'AEP est provoquée artificiellement par pompage et provoque de la re-suspension. Des périodes de risque sont associées à ces phénomènes.

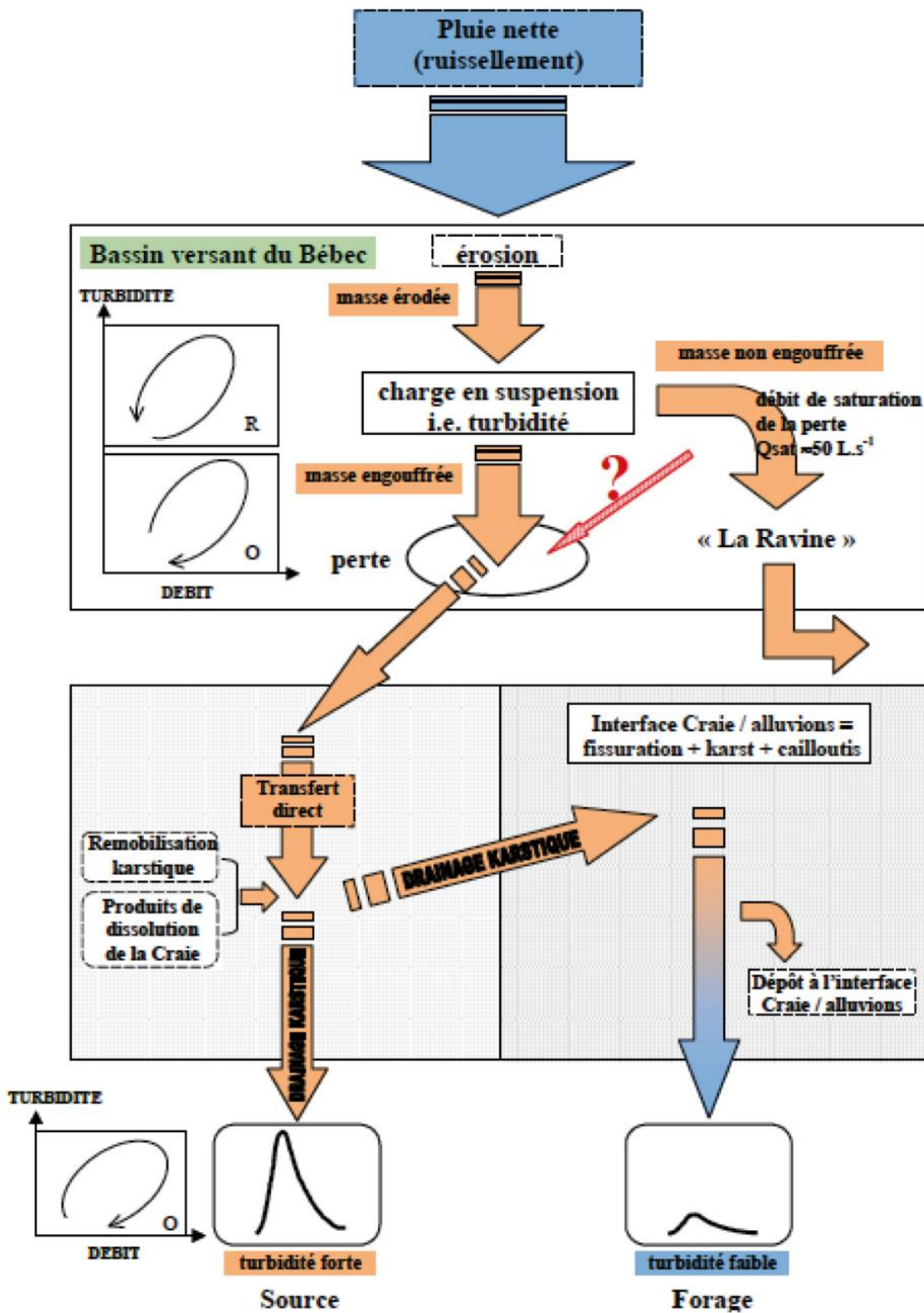


Figure 33 : Schéma bilan du fonctionnement du système (transport)(Massei 2001)

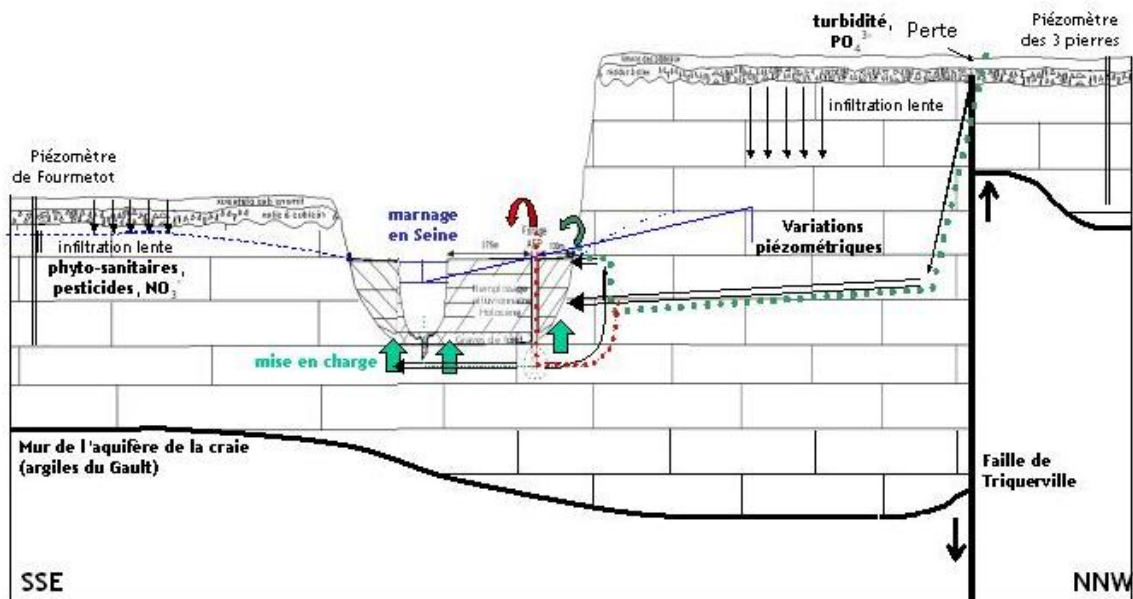


Figure 34 : Schéma de synthèse du fonctionnement du système de Hannebôt (Fournier 2006)

3.2.3 Aspects complémentaires (sédimentaires et bactériens)

Dans le cadre de sa thèse portant sur le fonctionnement hydro-sédimentaire des karsts de la région, Chedeville a consacré une partie de ses travaux à l'étude de la sédimentation à la source du Hannebôt, en la comparant à d'autres systèmes. Les sédiments observés se sont révélés assez hétérogènes, silto-sableux, avec des points communs avec les prélèvements effectués à Villequier et dans la source de la Bruisseresse.

Dussart-Baptista s'est de son côté intéressée aux transferts bactériens à l'intérieur du karst (Dussart-Baptista 2003). Ses travaux ont montré l'absence de relation simple entre turbidité et contamination bactérienne. Ils ont aussi montré l'intérêt de l'étude des transferts de bactéries dans les systèmes karstiques pour étudier la réponse d'un système lors d'événements pluvieux. Sur le système du Bébec-Hannebôt, ses résultats confirment la notion de dépôt/remise en suspension évoquée dans les travaux précédents sur le site ; ils estiment également l'impact des flux souterrains sur les concentrations de différentes populations de bactéries.

3.3 Intérêt spécifique du site

Le choix de ce site karstique précis pour les travaux de cette thèse et ses différents questionnements autour de l'étude du karst présente plusieurs avantages :

- différents travaux ont été conduits sur le système Bébec-Hannetôt depuis 1999, permettant une bonne connaissance du système et un corpus de données conséquent, notamment de traçages. Ces travaux sont résumés dans la partie précédente en 3.2.3 (Massei 2001; Dussart-Baptista 2003; Fournier 2006) ;
- la petite taille de ce site permet d'envisager une bonne couverture du bassin par les méthodes géophysiques, d'autant plus que la puissance des formations karstifiées reste proche de la capacité d'investigation de ces méthodes ;
- la nature perte-résurgence présente des avantages en termes d'instrumentation et d'expérimentation.

Certaines caractéristiques du bassin peuvent être considérées à la fois comme des désavantages et des avantages. Par exemple, le fait que le réseau karstique ne soit pas explorable par spéléologie constitue un manque d'information directe sur le fonctionnement du système ; mais cet aspect entraîne la nécessité de l'utilisation de toutes autres méthodes disponibles pour acquérir de l'information sur son fonctionnement. Une autre particularité du site est la proximité de la Seine, soumise à des variations importantes de niveau dues à la marée. Cette influence aval vient compliquer l'appréhension d'un système à première vue relativement simple (perte-résurgence, avec vraisemblablement un conduit bien développé), mais qui se révèle plus complexe. Toutefois, cet aspect vient poser des questionnements applicables à bon nombre de karsts côtiers.

Ces caractéristiques ont valu au système de Norville d'intégrer le Service National d'Observation du Karst (SNO Karst) de l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU) du Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS). Ce réseau rassemble différentes équipes de recherche françaises autour de questionnements majeurs autour du karst, en constituant notamment une base de données commune. Un des axes de travail est le lien données-modèle, dans le but de mieux comprendre la physique du milieu, et d'enrichir la physique des modèles. Les trois principales problématiques abordées par le SNO sont :

- Les mécanismes de transfert et de transport en milieu karstique
- Les liens entre structure géologique et écoulement
- La ressource en eau karstique face aux changements globaux

Le travail sur ces thématiques inclut le développement d'outils applicables dans des contextes karstiques variés, en visant une approche globale, synthétique, permettant la caractérisation de la structure et du fonctionnement des systèmes karstiques jusqu'à leur modélisation hydrodynamique et hydrogéochimique. En termes d'enjeux, les questions d'estimation de l'impact du changement climatique (à séparer de la variabilité intrinsèque des données hydrologiques) ainsi que la caractérisation de la pérennité de la ressource en eau sont les points essentiels ; pour cela, la non-linéarité des réponses des systèmes karstiques, liée à leur complexité et aux multiples compartiments qui les composent, doit être étudiée. La sensibilité des systèmes karstiques aux modifications des conditions aux limites implique aussi une attention portée à l'étude de la biogéochimie dans le karst.

Ce SNO est constitué de différents sites principaux brièvement présentés ici :

- Fontaine de Vaucluse : Système du Sud de la France d'une taille et d'un débit exceptionnels, avec une ZNS importante ;
- Moulis-Le Baget : Système karstique pyrénéen de petite taille, avec de très longues chroniques relevant d'approches pluridisciplinaires, et des caractéristiques géologiques et structurales favorables à son étude ;
- Val d'Orléans : Karst de la région Centre, de débit important, avec un conduit immergé dans une matrice poreuse, idéal pour l'étude du fonctionnement de la zone saturée ;
- Medyciss : hydrosystème méditerranéen, constitué de plusieurs sites (différents réseaux hydrographiques), avec notamment un objectif de modélisation numérique ;
- Le Karst de la craie, constitué du système du Bébec-Hannetôt qui fait l'objet de la présente thèse.

3.4 Instrumentation du site, suivi et chroniques

Lors du démarrage de cette thèse, le site a dû être ré-instrumenté, après quelques années d'interruption de la mesure. Pour cela, les appareils de mesure suivants ont été installés à la fois au site de la source du Hannetôt, et à la perte du Bébec :

- Un débitmètre à effet Doppler de Ponsel-Aqualabo (module 2150)
- Un turbidimètre Optod Odeon
- Une sonde conductivité-température C4E Odeon
- Un capteur de hauteur d'eau (pressiomètre)
- L'instrumentation des sites est visible Figure 35 (source) et Figure 37 (perte)
- Les appareils sont connectés à des stations d'enregistrement ou « logger », Hawk (XT IP65). Les logiciels associés au transfert de données sont Flowlink 5.10.306 pour le débitmètre et Harvest pour les autres capteurs.

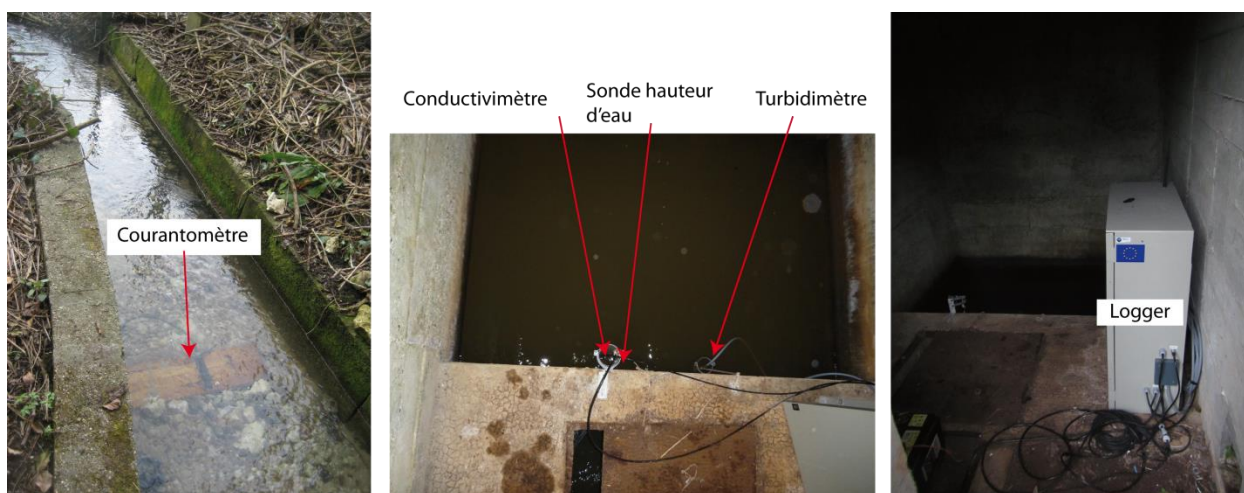


Figure 35 : Instrumentation à la source du Hannetôt



Figure 36 : Pluviomètres (à g. plaine, à d. plateau)

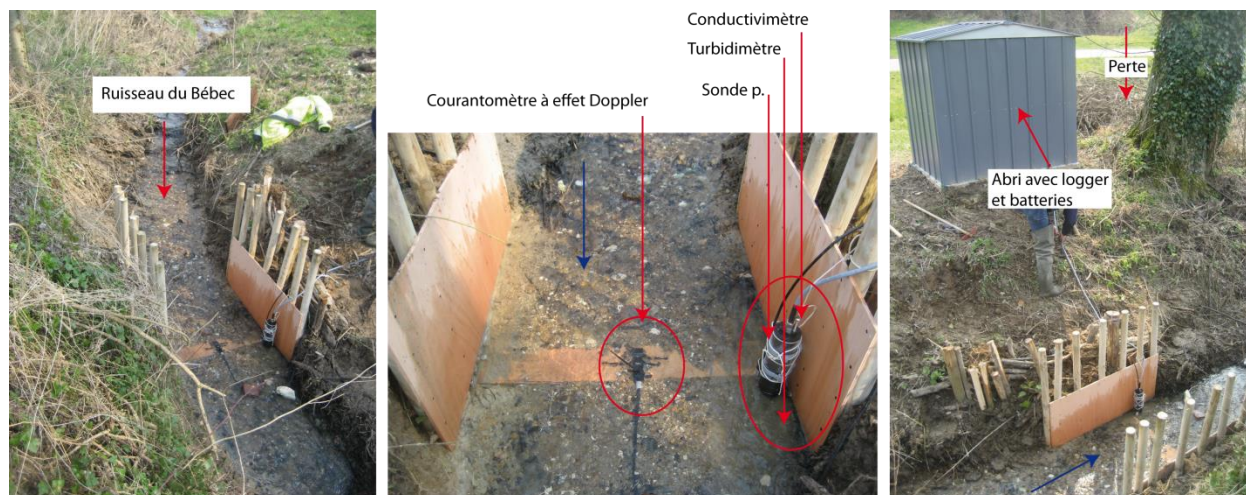


Figure 37 : Photographies de l'instrumentation à la perte du Bébec

L'alimentation des instruments de mesure s'est effectuée dans un premier temps via des batteries 12V. Dans une optique d'améliorer la qualité de la mesure (les batteries étant sujettes à des baisses de tension auxquelles certains appareils, dont le turbidimètre, étaient très sensibles), des panneaux solaires ont été installés par la suite (Figure 38). Suite à un vol sur le site de la source, un retour aux batteries a eu lieu en septembre 2014 pour les capteurs de la source.



Figure 38 : Alimentation par panneaux solaires de l'instrumentation (à g. à la source ; à d. à la perte)

Deux pluviomètres ont été utilisés (pluviomètres à auget 2/10), associés à un logger FROG IP68. Le premier, majoritairement utilisé pendant cette thèse, est placé sur le plateau à proximité de d'une falaise à 9 km de la perte, à St Nicolas de la Taille. Le second est situé dans la plaine alluviale de la Seine à quelques centaines de mètres de la source (Figure 36).

Les chroniques obtenues sont visibles sur les figures ci-après. Elles seront décrites et exploitées plus en détail dans les parties 3 et 4 de ce manuscrit. La Figure 39 présente le débit à la source karstique de Norville (la lacune en août 2014 est due au vol de panneaux solaires alimentant le logger). La Figure 40 présente le débit du ruisseau du Bébec mesuré immédiatement en amont de la perte et comparé au débit de la source de Norville.

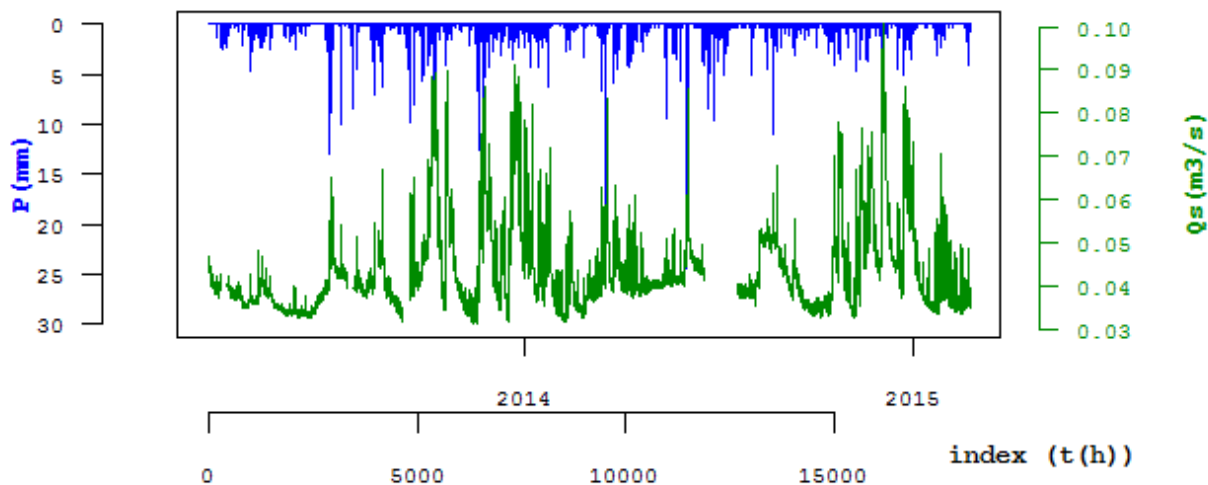


Figure 39 : Chroniques de débit à la source de Norville et pluviométrie

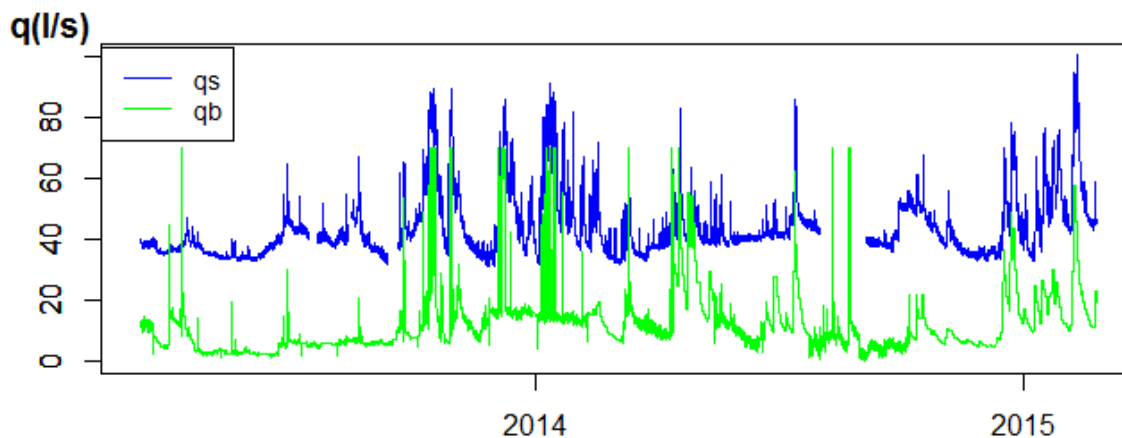


Figure 40 : Débits à la source (q_s) et à la perte du Bébec (q_b)

La Figure 41 propose un extrait des chroniques de marées. Celles utilisées en parie 3 et 4 sont celles de Caudebec en Caux, station de mesure la plus proche de la source (un peu moins de deux kilomètres).

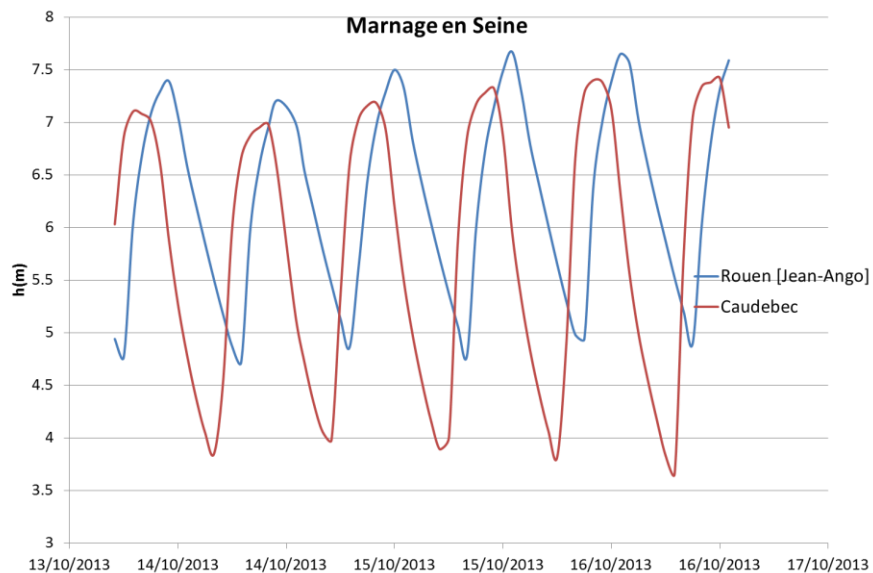


Figure 41 : Extrait de la chronique de marée exploitée (données fournies par le port de Rouen)

4. Approche méthodologique globale

4.1 Rappel des problématiques

Dans la littérature karstique, il est fréquemment rappelé l'intérêt de combiner différentes méthodes et différentes approches pour aboutir à la meilleure compréhension possible du système karstique étudié (Jeannin 1996 ; Bakalowicz 2005). En particulier, associer une approche structurale et une approche fonctionnelle permet de comparer les résultats obtenus d'une part par l'étude géologique et physique du système, et d'autre part par l'étude des fonctions de transfert, pour en tirer des hypothèses plus solides sur le fonctionnement et la structure du système étudié.

Les problématiques abordées dans cette thèse abordent cette stratégie multi-approches, multi-méthodes de l'étude du karst. L'axe principal de travail est l'étude des apports de l'utilisation combinée de méthodes d'investigation des systèmes karstiques, relevant à la fois d'une approche structurale et d'une approche fonctionnelle.

Les questions principales sont les suivantes :

- Les résultats obtenus par l'approche structurale peuvent-ils être détectés par l'approche fonctionnelle ? Autrement dit, les méthodes fonctionnelles peuvent-elles permettre d'approcher la physique des systèmes ?
- La combinaison de méthodes fonctionnelles entre elles (analyse du signal et modélisation à réservoirs) apporte-t-elle de nouvelles informations pertinentes pour la compréhension du système karstique ?

Pour répondre à ces questions, le site pilote de Norville a été choisi pour l'application des méthodes choisies, détaillées ci-dessous.

La caractérisation plus fine de ce site (d'un point de vue physique et hydrodynamique) constitue un deuxième axe de recherche de cette thèse.

Enfin, ce travail a pour objectif additionnel de proposer de nouveaux outils d'étude des systèmes karstiques (outils de prédiction et outils de validation).

Pour cela, cette thèse met en œuvre des méthodes relevant d'une triple approche physique, statistique et conceptuelle, tout d'abord d'une manière indépendante, dans chacune des grandes parties (2, 3 et 4), puis les relations entre les différentes approches sont discutées plus amplement en partie 5.

4.2 Méthodes employées

Les différentes techniques appliquées au site pilote dans ces travaux sont les suivantes :

- Méthodes géophysiques :
 - EM34, utilisée pour estimer les variations latérales de la sub-surface, en particulier pour préciser la position de la faille de Triquerville ;
 - Tomographie de résistivité électrique, dans le but de caractériser la structure de l'ensemble du système, en se focalisant sur le karst d'introduction (perte et structures d'infiltration) ainsi que sur la structure anticlinale à proximité de la faille ;
 - Potentiel Spontané, avec pour objectif une meilleure compréhension de l'infiltration sur le système, que ce soit le point d'engouffrement principal (la perte) ou les zones de bétoires.
- Essais de traçages : pour étudier l'hydrodynamisme et les caractéristiques de transfert de l'aquifère karstique, en se focalisant sur les différents forçages s'exerçant sur le système (caractérisation des conditions aux limites) ;
- Méthodes statistiques : appliquées aux données de traçages pour identifier les principales variables environnementales influençant les variations de la réponse karstique, et proposer une méthode de simulation de cette réponse ;
- Modélisation à réservoirs : pour étudier le fonctionnement hydrodynamique par le biais d'une modélisation pluie-débit (avec un code modulaire permettant de tester de nombreuses configurations pour déterminer la structure conceptuelle optimale : Karstmod) ;
- Traitement du signal : analyses corrélatoires, spectrales, analyse multirésolution (appliquées sur les séries de débit) afin d'extraire l'information fréquentielle des séries temporelles. Ces méthodes ont été employées de manière indépendante, puis couplées au modèle à réservoir, avec une investigation de ses composantes internes.

Le choix de ces différentes méthodes s'est basé d'une part sur le type d'information qu'elles fournissent, et également sur leurs possibilités de mise en œuvre aux échelles spatiales et temporelles considérées. Les méthodes géophysiques choisies pouvaient être appliquées sur la quinzaine de km² du site d'étude (d'autres méthodes telles que le géoradar (GPR) aurait été plus lourdes à appliquer sur cette surface et la présence d'argile d'épaisseur conséquente pourrait absorber le signal). Les traçages sont reconnus comme un moyen idéal, voire indispensable pour approcher l'hydrodynamisme des systèmes karstiques. L'emploi du modèle global nécessite quant à lui relativement peu de données de terrain, avec un nombre de paramètres permettant un calage relativement simple et robuste, avec des possibilités d'interprétation. Enfin, les méthodes d'analyse corrélatoires, spectrales et multirésolution utilisées conjointement permettent de rendre compte de l'influence de l'entrée du système (pluie) dans la réponse (débits) et d'interpréter ses résultats au vu de la structure du système et du degré de développement de l'aquifère karstique (Labat et al 2002). Toutes ces méthodes seront présentées de manière plus détaillées dans les différentes parties qui les font intervenir. La Figure 42 présente de manière synthétique l'utilisation de ces méthodes sur un site karstique.

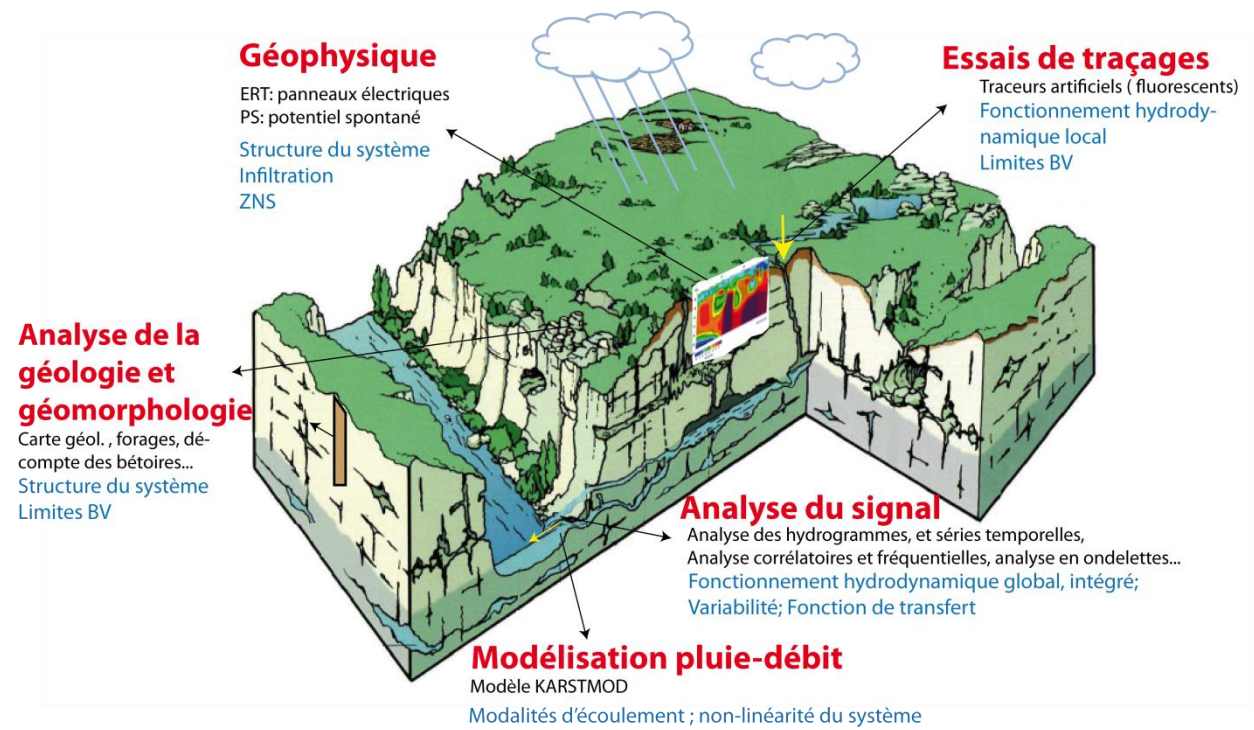


Figure 42 : Principales méthodes employées dans ces travaux

En rouge, les méthodes principales, en noir, des précisions sur ces méthodes, et en bleu, les informations qu'elles fournissent ou concepts qu'elles permettent d'approcher. Image de fond modifiée à partir de Marsaud (1997)

L'approche physique intègre toutes les données géologiques (forages disponibles, reconnaissance de terrain, cartes géologiques) avec les données géophysiques, dans le but de caractériser d'une part l'infiltration sur le système, et d'autre part les grands compartiments et caractéristiques structurales de l'aquifère. La finalité de cette approche est la création d'un modèle géologique 3D du système étudié.

L'approche fonctionnelle rassemble les approches conceptuelles et statistiques. L'approche statistique, basée sur les données de traçages, a pour but de caractériser les conditions limites du système étudié. Elle peut aussi fournir des informations utiles à la modélisation à réservoir, qui constitue une approche conceptuelle. Les méthodes d'analyse du signal, utilisées dans l'objectif d'interpréter le fonctionnement interne du système sont appliquées dans ces travaux aux séries temporelles disponibles sur le site, puis sur les séries internes issues du modèle à réservoir (débits internes et hauteurs d'eau).

La Figure 43 présente les trois grands axes d'approche de cette thèse avec leurs méthodes associées, et les liens entre ces approches qui sont investigués.

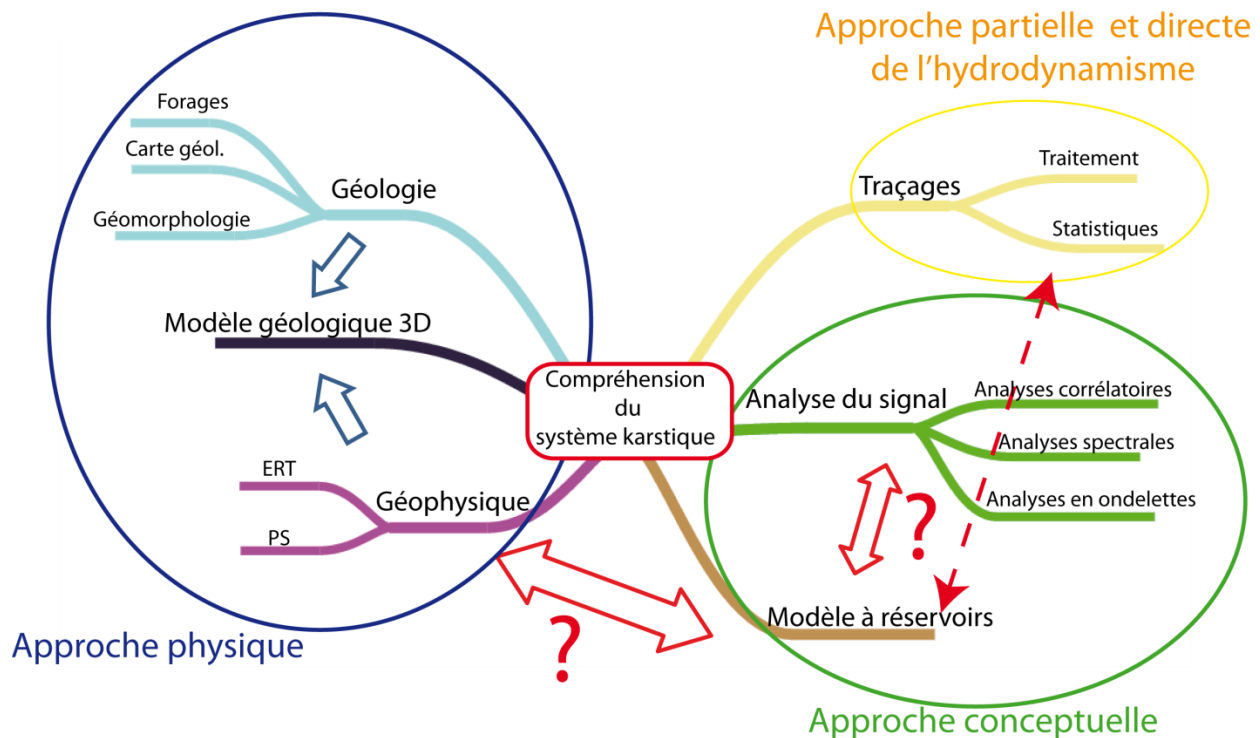


Figure 43 : Schéma des principaux axes de travail et questionnements de la thèse

PARTIE 2

—

MODELISATION GEOLOGIQUE 3D DU SYSTEME DE NORVILLE ET CARACTERISATION DE L'INFILTRATION

1.	INTRODUCTION	71
2.	METHODES GEOPHYSIQUES	75
2.1	EM34	75
2.2	Potentiel Spontané (PS)	78
2.3	Méthodes électriques : ERT et mise-à-la-masse	85
3.	MODELISATION GEOLOGIQUE 3D	92
3.1	Synthèse des données géologiques disponibles	92
3.2	Apport des méthodes géophysiques à la connaissance de la structure du site	94
3.3	Construction du modèle géologique	101
3.4	Discussion et validation	106
4.	CARACTERISATION DE L'INFILTRATION SUR LE BASSIN	109
4.1	Etude des écoulements autour de la perte	109
4.2	Bétoires et racines d'infiltration	113
5.	SYNTHESE	116

1. Introduction

Les méthodes de prospection géophysique ont été employées sporadiquement dans l'étude des systèmes karstiques à partir des années 1960, puis plus largement à partir des années 1990. Leur emploi est très utile pour caractériser ces milieux hautement hétérogènes, et tenter d'approcher la structure interne du système : épikarst, dolines, conduits, cavités. Elles sont également utiles pour étudier les processus d'infiltration, qui sont cruciaux pour déterminer la vulnérabilité de ces systèmes. Toutefois, le contexte karstique pose de nombreux défis à l'investigation géophysique, à cause de la diversité des systèmes étudiés, la variation des conditions y compris dans le temps (conduits ou cavités vides, partiellement remplis ou en charge ; présence ou non de remplissages sédimentaires de nature différente ; variations des hauteurs de nappe ; variations des conditions d'infiltration...) ainsi que certaines difficultés techniques comme la profondeur de pénétration ou la difficulté d'obtenir des résultats en présence de certaines lithologies.

Chalikakis et al. ont proposé une synthèse des principales difficultés rencontrées dans la caractérisation du karst et des méthodes géophysiques les plus adaptées pour chaque cas (Chalikakis et al. 2011). Dans le cas du système de Norville, karst sous couverture, avec une épaisseur variable de sédiments, quatre méthodes ont été sélectionnées de manière à caractériser au mieux la structure et l'infiltration (fracturation, circulations préférentielles, vides, caractérisation de la couverture...), méthodes soulignées sur la Figure 44 (en rouge).

Ces méthodes sont donc : la tomographie de résistivité électrique (ERT), le Potentiel Spontané (PS), la mise-à-la-masse et l'EM34. Dans la littérature, les techniques géophysiques, en particulier de résistivité ont été employées d'abord pour la détection de cavités (Cook and Van Nostrand 1954; Vincenz 1968) puis pour l'étude de la fracturation (Greenfield 1979; Moore and Stewart 1983). Par la suite, de nombreux auteurs ont mené des études multi-méthodes, avec par exemple Turberg et Barker qui ont associé ERT et radio-magnétotellurique (RMT) pour caractériser l'épikarst (Turberg and Barker 1996) ou encore Thomas (Thomas and Roth 1999). Les techniques d'électromagnétisme basse fréquence (VLF-EM) ont été développées pour détecter les hétérogénéités proches de la surface, puis couplées avec l'ERT et la RMT ou avec le géo-radar ou GPR (Doolittle and Collins 1998). Le couplage ERT-GPR-EM a également été appliqué en Egypte par Elawadi (Elawadi et al 2006). La fracturation et les limites d'un système ont aussi pu être déterminées via méthode électromagnétique seulement (EM31) (Rey et al 2008). Plus axé sur les structures d'infiltration, un couplage ERT et EM pour détecter les dolines a été présenté par Ahmed and Carpenter (2003). Valois a combiné EM, ERT et méthodes sismiques pour caractériser les circulations de sub-surface, les dolines et leurs remplissages (Valois et al 2011). Enfin les méthodes de Potentiel Spontané ont notamment été appliquées à la détection de dolines et couplées aux méthodes EM pour la caractérisation des écoulements préférentiels (Jardani et al 2006; Jardani et al 2007).

Table 1 Adequacy of ground-based geophysics for karst-system exploration

Method	Measurement technique	Adequacy of the method						Sedimentary covering		
		With sedimentary covering			Without sedimentary covering			Type	Thickness	
		Boundaries	Fractured zone	Preferential pathways	Boundaries	Fractured zone	Preferential pathways			
							Air-filled	Water-filled		
Electrical	ES	++	++	+	0	0	+++	0	++	+++
	ERT	++	++	++	++	++	+++	+++	++	++
	Mise-à-la-masse	0	0	++	++	++	0	0	0	0
	SP	0	++	+++	++	++	0	0	++	++
	Slingram	++	++	++	+	+	+++	+++	++	+++
EM	TDEM	+++	+	0	0	0	+	0	+++	+++
	GPR	0	+	+	+	+	+	+	+	0
	CSAMT	+++	++	++	+	+	+++	+++	++	+++
	VLF res.-	++	++	++	+	+	+++	+++	+	+++
	RMT	+++	+++	+++	+	+	+++	+++	+	+++
Seismic	VLF EM	+++	+++	+++	+	+	++	+	+	+
	Tomography	+++	++	++	++	++	+++	+++	++	++
	MASW	++	++	++	++	++	++	++	++	++
Microgravity	Profiling or mapping	0	++	+	+++	+++	0	+++	++	0
	Profiling or mapping	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Magnetic	Profiling or mapping	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Sounding	0	0	0	0	+++	0	0	0	+

Figure 44 : Présentation des méthodes géophysiques les plus adaptées aux différentes investigations en domaine karstique et celles retenues ici en rouge (modifié d'après Chalikakis et al. 2011)

+++ recommandé; ++ approprié mais incomplet; + approprié mais limité; 0 non recommandé ; CSAMT controlled source audio magnetotelluric; EM electromagnetic; ERT electrical resistivity tomography; ES electrical sounding; GPR ground penetrating radar; MASW multichannel analysis of surface waves;

Dans le contexte karstique normand, présenté dans la partie 1, les études géophysiques menées sont celles menées par Jardani, avec une approche par Potentiel Spontané, et par ERT (Jardani, Dupont, and Revil 2006; Jardani et al. 2007; Jardani 2007b). Toutefois, plusieurs auteurs ont appliqué différentes techniques d'investigation en contexte de karst sous couverture dans des conditions assez similaires (formations superficielles argileuses par exemple) (Van Schoor 2002; Zhou et al 2002). Jardani a montré l'efficacité de la méthode de potentiel spontané pour cartographier la géométrie des nappes de sub-surface temporaires (assimilables à des aquifères épikarstiques) et pour identifier les écoulements préférentiels au voisinage des zones karstifiées (bétoires, crypto-bétoires ou racines d'altération). La signature de ces structures est identifiable grâce au potentiel provoqué par les écoulements d'infiltration et le couplage électrocinétique lié (signature négative en cas d'infiltration, positive en son absence et présence d'ETP). Cette méthode s'est aussi révélée utile pour la détection de cavités anthropiques régionales (marnières).

Les données géophysiques peuvent être utilisées conjointement avec les données géologiques (forages, cartes géologiques, affleurements, etc.) pour l'élaboration de modèle géologique 3D. Ce type de modèle est une représentation numérique de la géométrie des structures géologiques (Caumon et al 2009) et inclut les surfaces des formations et autres entités utiles (topologie, surface de nappe par exemple), les failles qui les recoupent, et les limites de domaine étudié. Les modèles géologiques 3D permettent d'intégrer un grand nombre de données, de mieux comprendre les processus variés de la zone étudiée, éventuellement la chronologie d'évolution structurale de la zone, ainsi que la spatialisation de paramètres divers. La représentation de la réalité géologique sous forme de modèle peut être une fin en soi, ou bien un tel modèle peut ensuite être utilisé comme entrée dans des simulations de processus physiques (Calcagno et al 2008). En prenant en compte les interfaces entre les couches stratigraphiques et les données de pendage associées, il est possible d'interpoler avec une méthode de champ potentiel (décrite par Calcagno et al). Des modèles géologiques 3D sont de plus en plus souvent utilisés en contexte karstique, avec par exemple l'approche KARSYS (Jeannin et al 2012), le modèle présenté par Mari s'appuyant sur des données sismiques (Mari et al 2009), des propositions d'utilisation de GIS 3D (Wu et al 2008), une modélisation basée sur l'utilisation du GPR et de méthodes électromagnétiques (Pueyo Anchuela et al 2014) ou encore divers modèles couvrant des zones karstiques (Audouin 2007; Fournillon 2013).

Dans cette partie, l'objectif est de caractériser le plus finement possible la structure géologique de la zone d'étude d'une part, et les modalités d'infiltration d'autre part. Des questions subsistent notamment sur la structure anticlinale présentée en partie 1. La recherche de racines d'altération ainsi que l'investigation de bétoires reconnues est également un des aspects de l'application de méthodes géophysiques. Les objectifs finaux sont la mise en place d'un modèle géologique 3D sur le bassin de Norville, et une conceptualisation et une quantification des structures d'infiltration. Pour cela, le chapitre suivant présente les différentes méthodes géophysiques utilisées (EM34, PS, ERT et mise à la masse) plus en détail ainsi que les campagnes de terrain associées. Le chapitre 3 détaille la mise en place du modèle géologique 3D, tandis que le chapitre 4 s'attache à caractériser l'infiltration. Enfin, le chapitre 5 vient compléter et synthétiser les résultats précédents en concluant sur les connaissances apportées sur le système, et propose une nouvelle méthode d'inversion pour valider les interprétations des ERT.

2. Méthodes géophysiques

2.1 EM34

2.1.1 Principe

Les méthodes électromagnétiques basses fréquence se basent sur la transmission d'un champ électromagnétique depuis une boucle émettrice vers une boucle réceptrice. Le champ primaire généré diffuse vers le récepteur (à la fois à travers le sol et l'air). La présence de matériaux conducteurs dans le sol provoque la création de courants induits dans le conducteur, en réaction au champ électromagnétique alternatif transmis par la boucle émettrice. La boucle réceptrice mesure alors ces courants induits.

La méthode EM34 est donc une méthode de catégorie D (champ dipolaire), et de source Slingram à bas nombre d'induction, qui peut s'appliquer verticalement ou horizontalement. Horizontale (HDM pour Horizontal Dipole Mode), elle se pratique avec deux boucles horizontales et coplanaires dont l'une est l'émettrice, et l'autre la réceptrice. Le dispositif permet de mesurer l'amplitude et la phase de la composante verticale du champ secondaire. La distance séparant les boucles doit demeurer fixe (Figure 45). Le point rapporté de mesure est situé au milieu des deux bobines.

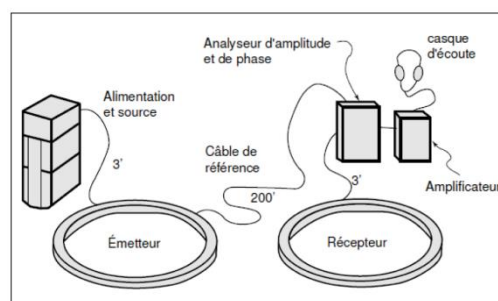
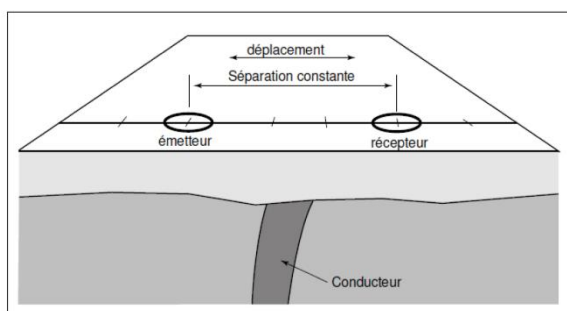


Figure 45 : Dispositif d'EMH (d'après un cours de B. Giroux et M. Chouteaux)

Le rapport entre l'amplitude du champ secondaire et celle du champ primaire est proportionnel à la conductivité électrique du milieu. Un exemple illustrant le principe de la méthode est présenté en Figure 46.

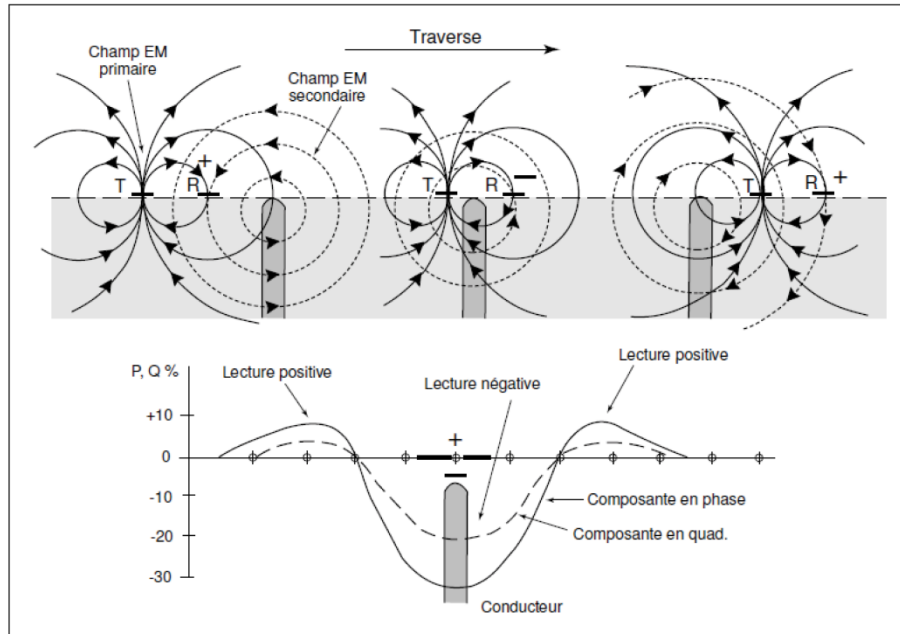


Figure 46 : Principe de l'EMH (d'après un cours de B. Giroux et M. Chouteaux)

Verticale (VDM pour Vertical Dipole Mode), elle suit le même principe que l'EMH mais avec des boucles coplanaires placées verticalement, plus à même de détecter les structures horizontales proches de la surface. La contribution de la couche proche de la surface est prédominante.

L'EM34 permet d'obtenir une mesure de la résistivité apparente du milieu. Le dispositif est portable et permet donc de couvrir une zone d'étude relativement importante. En particulier, l'EM34 détecte des anomalies qui peuvent être liées à :

- la présence de discontinuités, telles que des fractures (remplies d'argile ou d'eau) ou failles ;
- d'objets enfouis, conduites, etc. ;
- de structures particulières : filon conducteur, racine d'altération dans le contexte régional ;
- des changements de lithologie.

2.1.2 Campagne de mesures

Sur le site étudié, l'écartement des boucles a été fixé à 10 mètres, avec une fréquence d'émission à 6,4KHz. Dans la mesure du possible, les points de mesure ont été effectués à des pas de 200 m. La Figure 47 illustre un cadre de mesure en position EM34 horizontale. L'équipement utilisé est un EM34-3-XL de la société Abem. La profondeur d'investigation est limitée à une quinzaine de mètres pour le dispositif HDM et à 7,5 m pour le dispositif VDM.



Figure 47 : Cadre récepteur d'EM34 en position verticale

Le bassin a été couvert avec une attention plus importante portée entre la faille et la source de Norville (Figure 48).

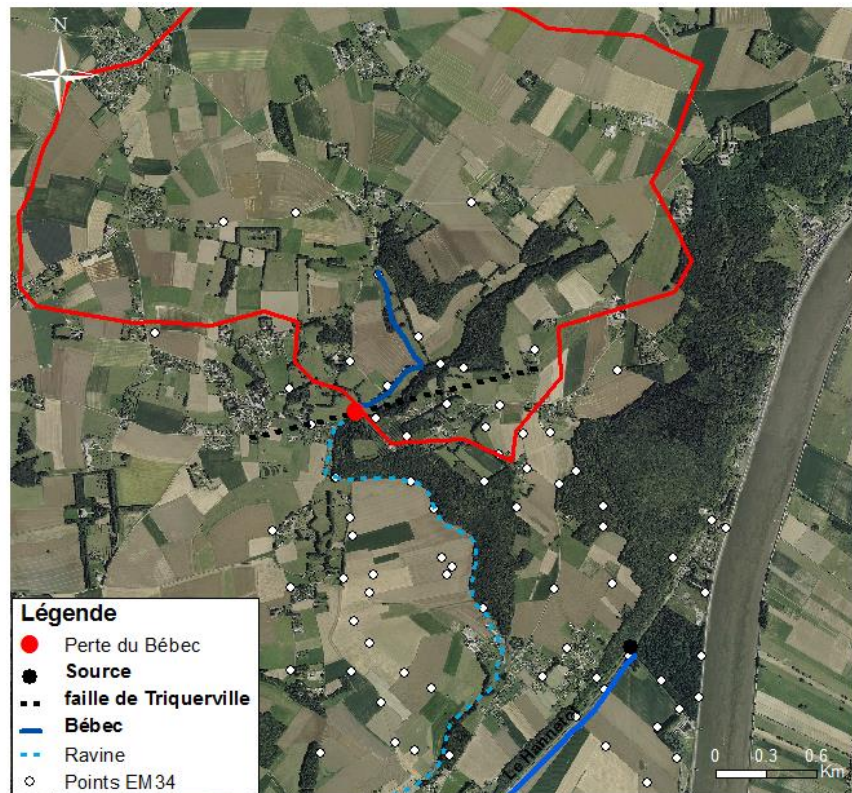


Figure 48 : Points de mesure (EM34)

2.2 Potentiel Spontané (PS)

2.2.1 Présentation générale et dispositif de mesure

2.2.1.1 Principe

Le terme « Potentiel Spontané » désigne à la fois l'existence de potentiels électriques générés naturellement dans les sols, et la mesure passive de la distribution de ces potentiels. Les anomalies dans le champ mesuré peuvent avoir plusieurs origines inhérentes au milieu étudié parmi lesquelles (Chalikakis 2006; Jardani 2007) :

- les phénomènes d'électro-diffusion :
Lorsque deux solutions de concentration ou de minéralisation différentes sont en contact (ou bien qu'il y a un gradient de salinité), on observe une diffusion des ions en présence. Cela génère des gradients de potentiel électriques (potentiels de diffusion). Le potentiel de diffusion est parfois appelé potentiel de membrane.
- les phénomènes d'oxydo-réduction ou de minéralisation :
En présence d'un conducteur métallique, lorsque deux zones de potentiels redox différents sont en contact, les circulations d'électrons provoquent une source de courant électrique (effet cellule galvanique). Observé surtout en présence de corps métalliques et formations de type sulfures, graphite, pyrite, magnétite, un effet similaire est également observé dans les cas de contamination organique, où la présence de biofilms assure le transfert d'électrons.
- les phénomènes thermoélectriques :
La présence d'un gradient de température dans l'eau entraîne la diffusion d'ions et la création d'un potentiel thermoélectrique.
- les phénomènes bioélectriques :
Le métabolisme des êtres vivants peut être à l'origine de courants électriques dans les sols (activité microbienne, racines de plantes), il s'agit du potentiel bioélectrique.
- les phénomènes d'électrofiltration :
Une circulation de fluide à travers un milieu poreux peut donner naissance à une différence de potentiel électrique dans la direction du flux (Revil et al 1999).
- une influence anthropique :
Celle-ci peut s'exercer par le biais des réseaux électriques liés à la consommation domestique, qui provoquent des courants dans le sol (Darnet 2003) ou encore via des conduites enterrées. Une autre source de perturbations potentielles, bien que mineures, est l'existence de courants telluriques dus à l'induction de l'ionosphère et aux tempêtes électromagnétiques.

La plupart des autres phénomènes peuvent être écartés ou négligés dans le contexte de la zone étudiée ; le phénomène d'électrofiltration, qui revêt un intérêt particulier pour la reconnaissance des structures d'infiltration, notamment dans le karst, sera détaillé de manière plus complète en 2.2.2.

Le principe de la méthode est de mesurer la différence de potentiel électrique entre deux électrodes impolarisables, légèrement enfoncées dans le sol à distance de racines (afin d'éviter le bruit dû à l'effet bioélectrique) à l'aide d'un voltmètre à haute impédance d'entrée (100 M Ω). Une des deux électrodes est fixe et sert de référence, tandis que l'autre est déplacée pour chaque nouveau point mesuré. L'utilisation de bentonite autour des électrodes peut permettre d'homogénéiser la mesure. Au vu de la nature des sols sur la zone étudiée, elle n'a pas été jugée nécessaire ici. Les électrodes qui ont été utilisées dans ces travaux sont de type Cu/CuSO₄, constituées d'une tige de plomb immergée dans une solution de sulfate de cuivre. Un voltmètre Metrix MX20 a été utilisé (appareil stable et précis, à même de mesurer des phénomènes électriques de faible intensité). Le dispositif de mesure est présenté Figure 49.

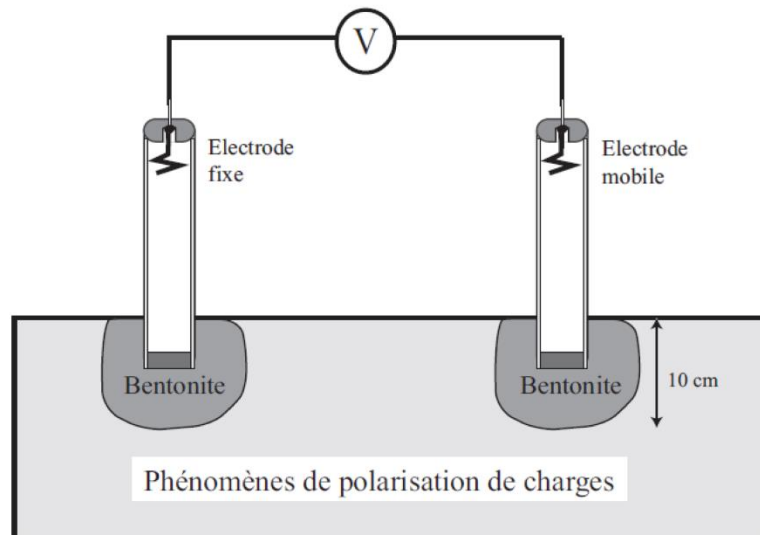


Figure 49 : Schéma du dispositif de mesure de potentiel spontané (PS) d'après (Naudet 2004)

2.2.1.2 Dispositif et mesures

Le dispositif employé sur le terrain est constitué d'électrodes accompagnées d'un multimètre (Figure 50).

Trois principaux sites ont été investigués par potentiel spontané : celui de la perte du Bébec, celui d'une bétoire supposée située à proximité de la faille, et celui d'une bétoire supposée, située dans le bloc Sud (Figure 51). Au-delà de ces trois sites couverts de manière plus importante, certains des profils de tomographie électrique ont aussi été doublés par des profils de potentiel spontané.



Figure 50: Dispositif de mesure de potentiel spontané employé sur le terrain

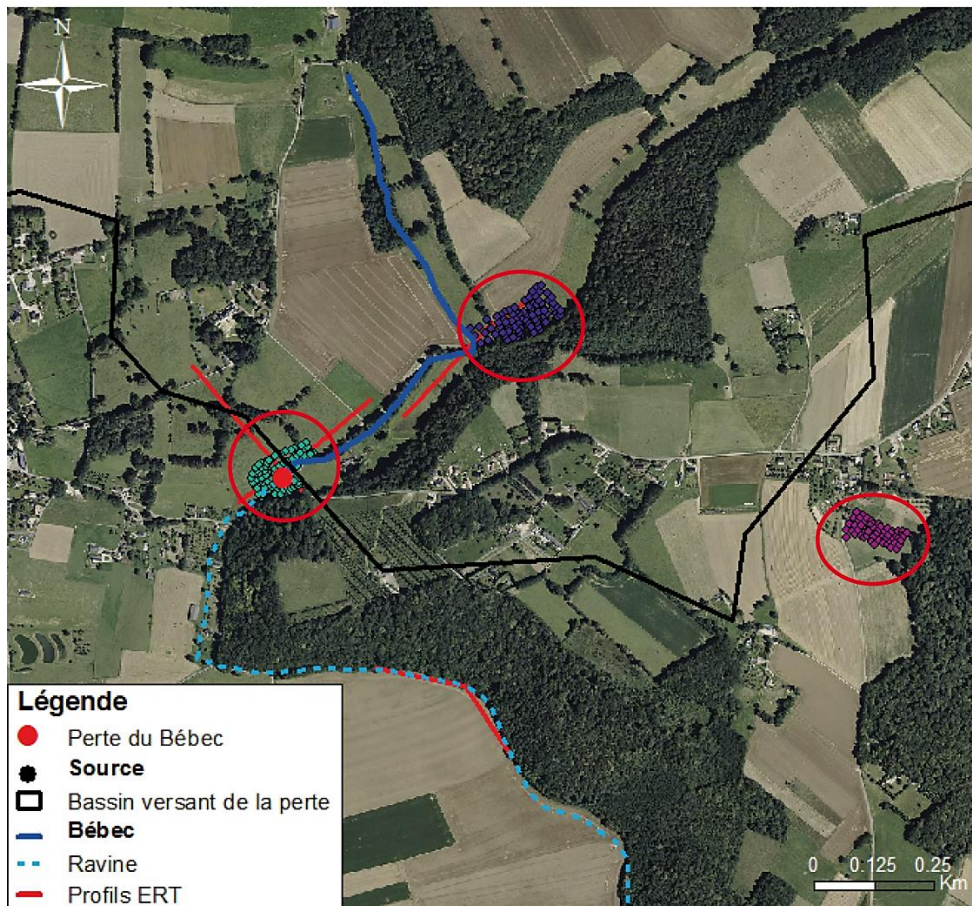


Figure 51 : Localisation des points de mesure de Potentiel Spontané

2.2.2 L'électrofiltration

L'électrofiltration correspond donc à l'apparition d'un potentiel électrique dans un milieu poreux sous l'effet de la circulation du fluide. Le mouvement des fluides (eau, hydrocarbures, gaz, etc.) dans le sol et les interactions physico-chimiques entre ces fluides et les minéraux génèrent des courants électriques variables selon la nature de la roche, la vitesse de l'écoulement du fluide, etc. Le signal induit représente donc un bon indicateur de la présence d'eau.

Dans le sol, des réactions chimiques ont lieu à l'interface eau-minéral, ce qui produit un excédent d'ions négatifs pour la roche, compensé par un excès d'ions positifs en solution au niveau de l'interface. Ce phénomène est appelé double couche électrique, appelé en anglais Electrical Double Layer (EDL). Introduit par différents chercheurs dès la fin du 19e siècle (Helmholtz 1853; Gouy 1910), ce concept décrit le phénomène comme un condensateur comportant un plan représentant le minéral et associé aux charges négatives, et une 2e couche diffuse caractérisée par les ions de l'électrolyte, avec un gradient de densité fonction de la distance à l'interface. Un schéma synthétique a été proposé par Stern (1924). La Figure 52 illustre le fonctionnement de la double couche électrique.

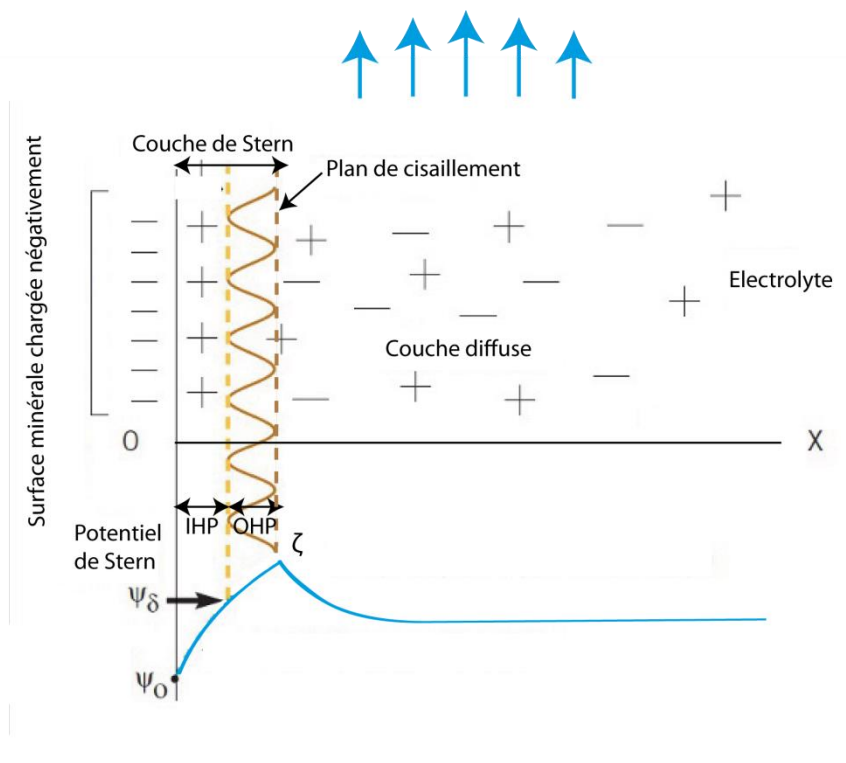


Figure 52 : Schéma de la double couche électrique

Les principaux éléments du modèle de la double couche électrique sont les suivants :

- la couche de Stern, couche interne d'ions fixés ou à proximité du minéral. Elle est subdivisée en deux sous-couches : le plan interne de Helmholtz (IHP), constitué d'ions partiellement dissous, et le plan externe de Helmholtz (OHP), constitués d'ions hydratés. La zone de vitesse nulle à l'extrémité de la couche de Stern est appelé plan de cisaillement ou plan de glissement ;
- la couche diffuse, couche externe appelée aussi couche de Gouy-Chapman, dans laquelle les ions suivent la loi de Boltzmann ;
- la solution électrolytique non affectée par les effets électrostatiques : l'électrolyte libre.

Dans ce modèle de double couche, les charges se compensent et le système reste globalement électriquement neutre. Lorsque l'eau est en mouvement, sous l'effet d'un gradient hydraulique par exemple, les ions positifs en excès dans la couche diffuse sont entraînés dans le sens de l'écoulement de l'eau, engendrant ainsi un courant électrique convectif. Ce courant est contrebalancé par un courant de conduction et, par conséquent, une différence de potentiel d'électrofiltration apparaît. Le mouvement de l'électrolyte, au voisinage de la couche de Stern (ions immobiles) entraîne un cisaillement de la couche diffuse (d'où le plan de cisaillement) ; sur cette surface, la vitesse est nulle et le potentiel électrique est appelé potentiel ζ .

L'équation de base de l'électrofiltration a été proposée par Smoluchowski (1903). Cette équation associe le gradient de potentiel électrique et le gradient de pression fluide, qui est la cause de l'apparition du potentiel électrique. Cette équation est appelée équation d'Helmholtz-Smoluchowski :

Équation 1

$$C_{HS} = \frac{\Delta\varphi}{\Delta P} = \frac{\varepsilon_r \varepsilon_0 \zeta}{\eta_f \sigma_f}$$

Avec $\Delta\varphi$ et ΔP la différence de potentiel électrique et la différence de pression du fluide aux bornes (en V) ; ε_r la constante diélectrique relative du fluide, ε_0 la permittivité électrique du vide ($=8.84.10^{-12}$ F.m⁻¹), σ_f la conductivité du fluide (S.m⁻¹), η_f la viscosité dynamique du fluide (Pa.s) ζ le potentiel au niveau du plan de cisaillement et enfin CHS le coefficient de couplage électrocinétique.

Les hypothèses de validité sont notamment un écoulement laminaire, en milieu poreux, avec une faible conductivité surfacique par rapport à la conductivité du fluide.

Cette équation a été généralisée sous la forme suivante par Revil (Revil et al 1999; Revil et al 2002), où le coefficient de couplage devient:

Équation 2

$$C = \frac{C_{HS}}{H(\zeta)} \text{ avec } C_{HS} = \frac{\varepsilon_r \varepsilon_0 \zeta}{\eta_f \sigma_f}$$

La fonction $H(\zeta)$ est bornée :

Équation 3

$$F \frac{\sigma_s}{\sigma_f} \leq H(\zeta) \leq 1$$

Avec $F = \varphi^{-m}$ le facteur de formation électrique (fraction), φ la porosité interconnectée (fraction), m l'exposant de cimentation électrique (sans dimension) et σ_s conductivité de surface. Cette généralisation inclut les cas où la conductivité de surface est dominante contrairement à celle de Helmholtz-Smoluchowski.

D'où :

Équation 4

$$\frac{\varepsilon_f \zeta}{\eta_f F \sigma_s} \leq C \leq \frac{\varepsilon_f \zeta}{\eta_f \sigma_f}$$

Le terme de gauche de l'inégalité correspond aux matériaux dont la conductivité de surface est supérieure à la conductivité du fluide. Cette caractéristique est associée aux milieux argileux dans lequel circule un fluide peu conducteur. A l'inverse le terme de droite s'applique aux milieux moins argileux ou pour un électrolyte conducteur.

Différentes études empiriques montrent que le coefficient C diminue lorsque la conductivité du fluide augmente. La perméabilité a une faible influence sur ce coefficient ; et les études s'intéressant à l'impact de la taille des grains dans le milieu sont contradictoires.

2.2.3 Intérêt en hydrologie et en contexte karstique

La PS permet de mettre en évidence les écoulements d'eau souterrains et apporte des informations précieuses :

- variations de la profondeur des nappes (ou épaisseur de la ZNS) ;
- limites de bassins versants ;
- axes privilégiés d'écoulements.

Les écoulements verticaux gravitaires à travers la zone d'infiltration créent des anomalies de PS de l'ordre de quelques millivolts, dépendant de la lithologie mais également de la géométrie de l'aquifère (Fournier 1989; Jardani et al 2006).

Jardani a montré en particulier l'efficacité de cette méthode pour cartographier les aquifères temporaires perchés ainsi que les écoulements préférentiels qui prennent place dans les zones de karstification, en particulier dans le contexte des karsts de la craie (bétoires et racines d'altération) (Jardani 2007). La détection de bétoires est illustrée Figure 53.

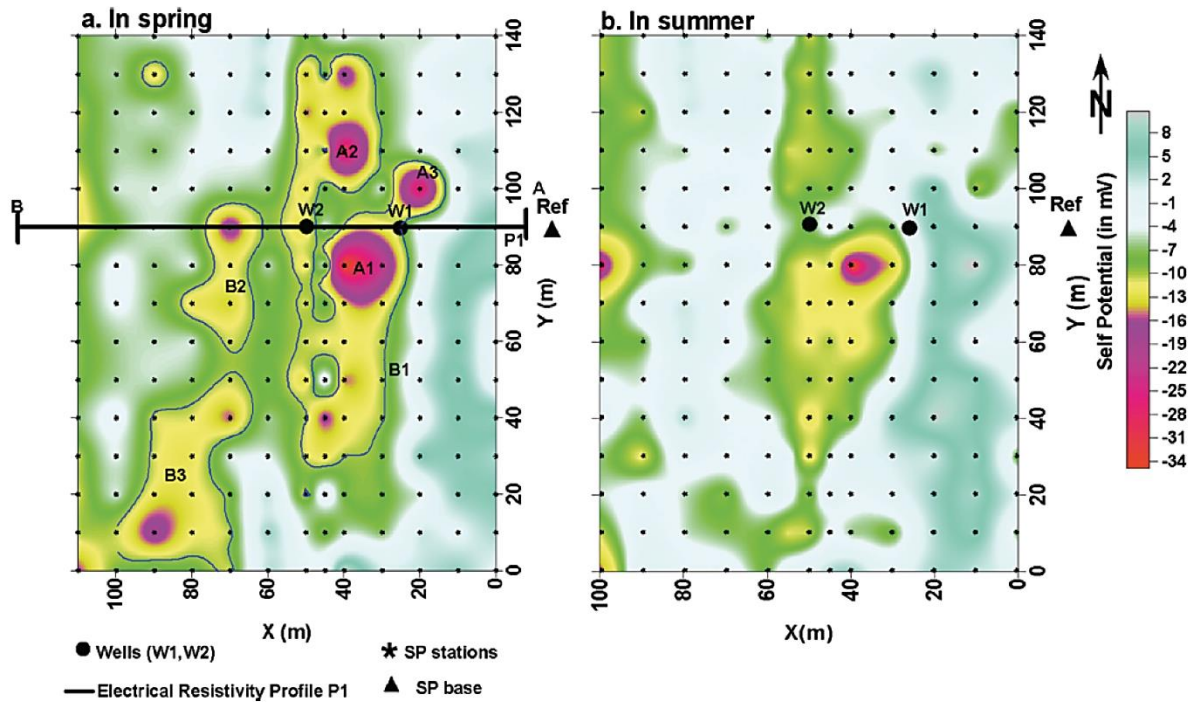


Figure 53 : Carte de potentiel spontané mettant en évidence la présence de bétoires (anomalies A1 et A2)(Jardani et al 2007)

Grâce à sa sensibilité à l'écoulement d'eau, la cartographie du PS permet donc d'identifier les écoulements des eaux de sub-surface et en particulier les axes privilégiés de la circulation. En présence d'un écoulement d'eau, le potentiel spontané en aval est positif par rapport au potentiel en amont. Une zone drainante est associée à une anomalie négative, ce qui permet d'identifier les points d'infiltration tels que les bétoires et les racines d'altération.

2.3 Méthodes électriques : ERT et mise-à-la-masse

2.3.1 Tomographie de résistivité électrique

2.3.1.1 Présentation

La prospection géophysique permet de déterminer la résistivité électrique du sous-sol ρ (en $\Omega.m$), c'est-à-dire la capacité d'un milieu à s'opposer au passage du courant électrique, et son inverse, la conductivité électrique σ (en $S.m^{-1}$). La résistivité varie fortement dans la nature, en fonction de différents facteurs comme la porosité, la teneur en fluide, la lithologie, la teneur en argile, la saturation, la température...

Le principe général est d'injecter un courant I en deux électrodes d'injection A et B, et on mesure la différence de potentiel générée entre deux électrodes de réception M et N (Figure 54).

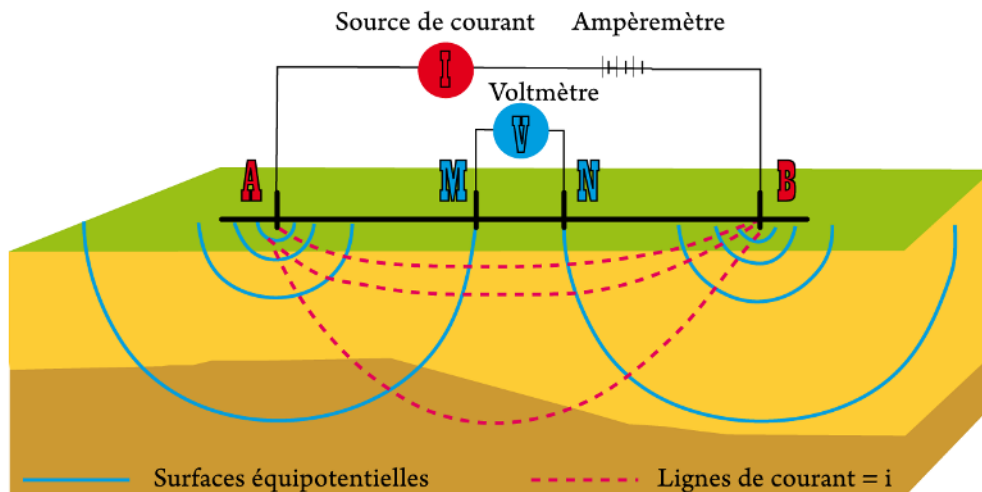


Figure 54 : Principe de la prospection électrique (dispositif Schlumberger)

Le potentiel autour d'une électrode est obtenu en résolvant l'équation de Poisson de l'électrostatique.

On a alors, si on suppose le milieu homogène :

Équation 5

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right)$$

Et

Équation 6

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right)$$

Avec I courant injecté, ρ résistivité mesurée et AM, MB, AN, NB distances séparant les électrodes. En effectuant la différence de potentiel $\Delta V = V_M - V_N$, on obtient la résistivité ρ :

Équation 7

$$\rho = \frac{2\pi \Delta V}{I} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{NB} \right)^{-1}$$

En réalité, les sols sont majoritairement hétérogènes, la résistivité mesurée est alors dite résistivité apparente ρ_a . Cette résistivité apparente résulte de toutes les portions de sol de différentes résistivités traversées par le courant, en fonction de la position des électrodes. Différents dispositifs existent (Wenner α , β et γ , Schlumberger, Dipôle-Dipôle, Pôle-Pôle, Pôle-Dipôle,...), avec différentes positions d'électrodes (Figure 55).

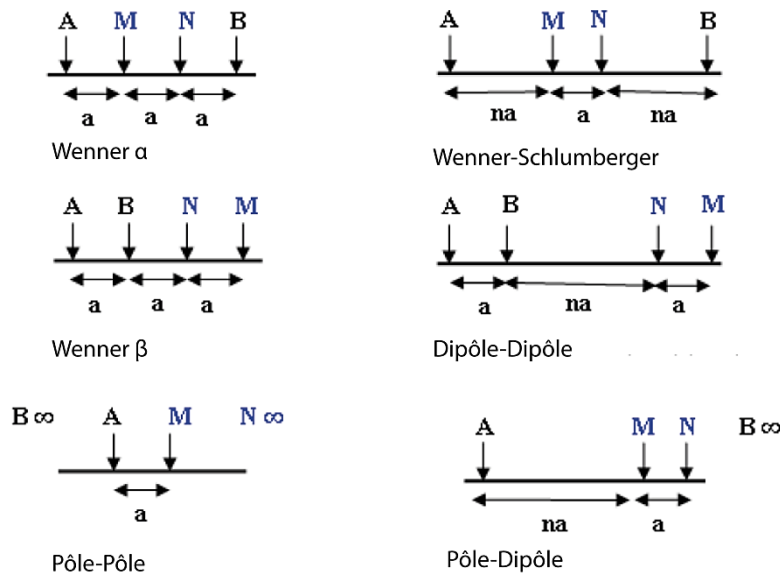


Figure 55 : Dispositifs de mesure de la résistivité électrique d'un sol, avec C1 et C2 électrodes d'injection (de courant) et P1 et P2 électrodes de mesure (de potentiel)

Pour simplifier l'équation (7), on introduit le facteur géométrique K, dont la valeur dépend de l'écartement entre électrodes et donc du dispositif choisi (Tableau 2).

Équation 8

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{NB} \right)^{-1}$$

L'équation (7) devient :

Équation 9

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} K$$

Tableau 2: Quelques valeurs du facteur géométrique K selon les dispositifs

Dispositif	Valeur de K
Wenner α	$2\pi a$
Dipôle-Dipôle	$\pi n(n+1)(n+2)a$
Wenner-Schlumberger	$\pi n(n+1)a$
Pôle-Pôle	$2\pi a$
Pôle-Dipôle	$\pi n(n+1)a$

Lorsque l'on écarte les électrodes (tout en gardant la symétrie autour du point central), on augmente la profondeur d'investigation, c'est-à-dire que l'on mesure une résistivité apparente à une profondeur croissante (sondage électrique). Toutefois, on ne tient pas compte les variations latérales de la résistivité. Si l'on déplace les électrodes latéralement, tout en gardant l'écartement entre les électrodes constant, on réalise alors un traîné électrique qui mesure les variations latérales de résistivité à une même profondeur.

En combinant les deux techniques (déplacement latéral des électrodes et écartement progressif de celles-ci, c'est-à-dire sondage électrique et traîné électrique), on obtient la tomographie de résistivité électrique (ou panneau électrique). Chaque mesure de résistivité apparente est reportée au centre du dispositif et à la profondeur associée à l'écartement des électrodes, avant de modifier le dispositif pour prendre la mesure suivante (Figure 56).

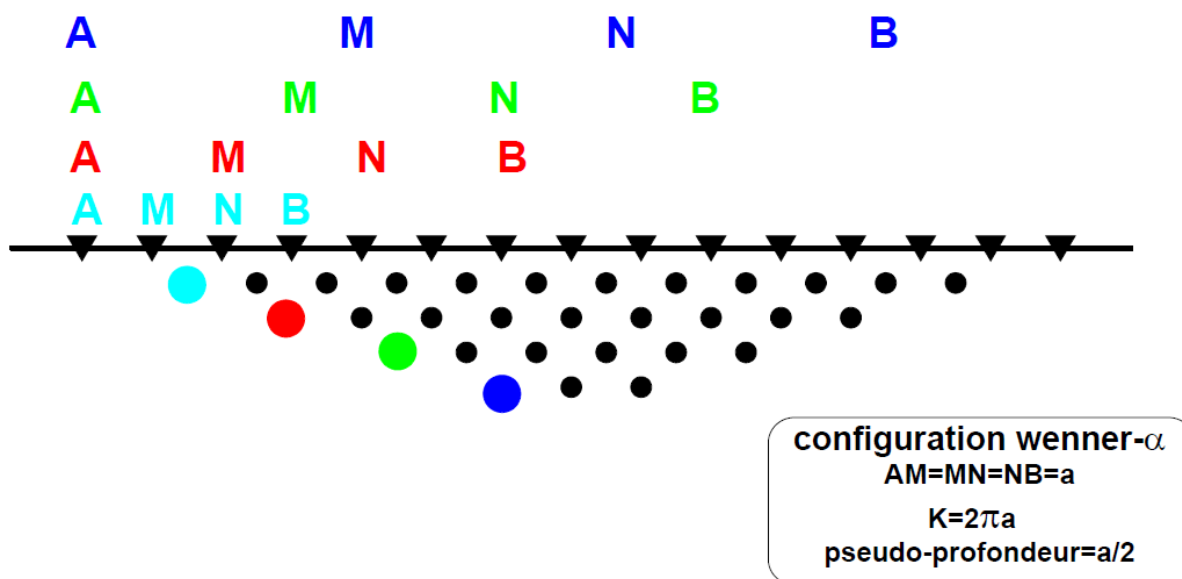


Figure 56 : Principe de la tomographie électrique en configuration Wenner α
 (Chalikakis 2006)

Pour obtenir une image présentant les variations de résistivité réelle, il faut ensuite inverser la pseudo-section (résistivités apparentes, mesurées). Pour cela, un algorithme permet de minimiser l'écart entre la pseudo-section mesurée et une pseudo-section recalculée à partir d'un modèle de résistivité électrique ; le modèle est modifié à chaque itération jusqu'à obtenir une bonne concordance entre les données mesurées et calculées.

La tomographie de résistivité électrique (ERT) est une méthode de prospection géophysique qui permet donc d'obtenir une image électrique du sous-sol : une coupe de résistivité en fonction de la profondeur. Elle est utile en milieu karstique en particulier pour la détection de cavités ou particularités structurales.

2.3.1.2 Acquisition des données

Le matériel utilisé pour l'acquisition des profils électriques est un Syscal (IRIS instruments), utilisé avec 72 électrodes ou 54 électrodes selon les sections effectuées sur le site. La séparation entre les électrodes est de 5 mètres. Le dispositif est illustré Figure 57 et la localisation des profils Figure 58.

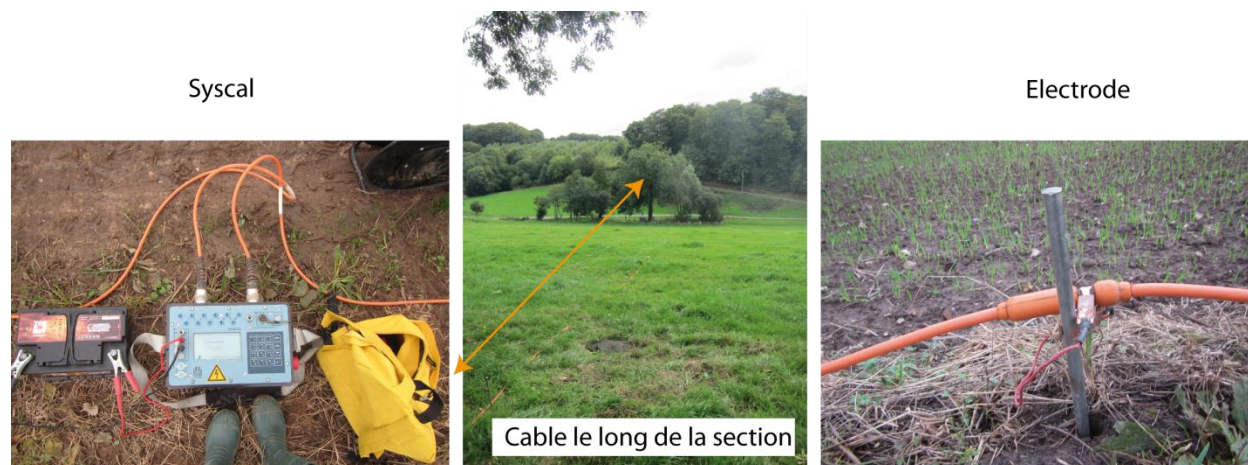


Figure 57 : Illustration du dispositif de mesure de tomographie électrique

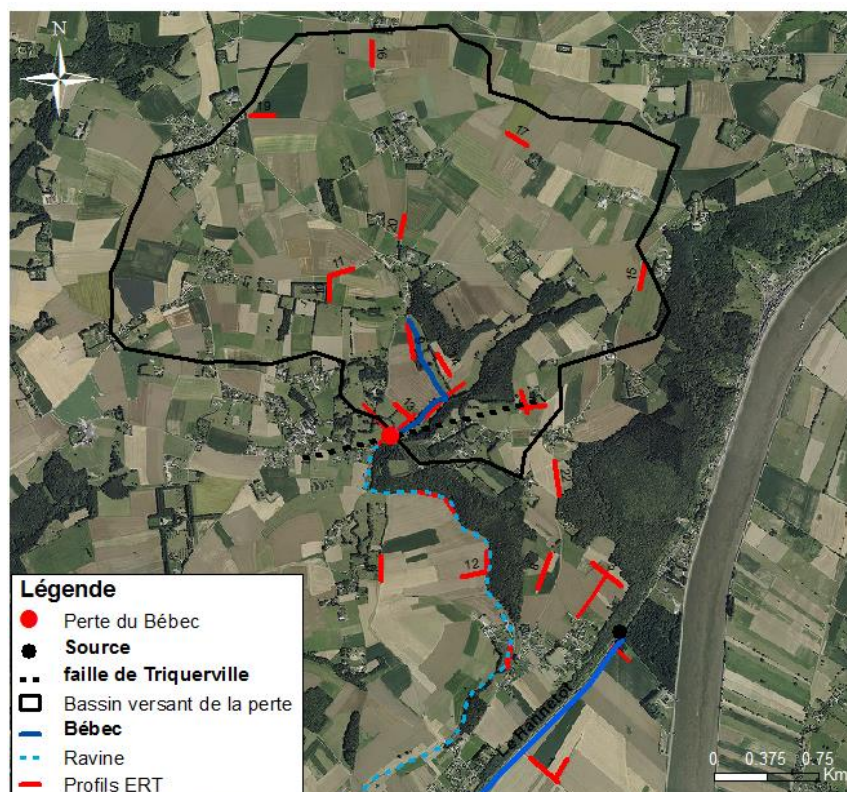


Figure 58 : Localisation des profils de tomographie électrique

En tout, 27 profils ont été réalisés, d'une longueur comprise entre 165 et 355 mètres. Le traitement et l'inversion des données s'est fait par le biais des logiciels Prosys II et Res2dinv.

2.3.2 La mise-à-la-masse

La mise-à-la-masse, technique géophysique à l'origine employée dans l'industrie minière (pour détecter les filons par exemple), consiste à injecter un courant dans « la masse » étudiée, zone conductrice préalablement identifiée, par affleurement ou par forage (Chalikakis 2006). Une électrode d'injection est donc située dans la masse étudiée et l'autre à l'infini, et le potentiel est mesuré entre un point fixe et chacun des points de mesure définis. La cartographie des différences de potentiel fournit plusieurs informations utiles :

- l'extension de la zone conductrice ;
- son pendage ;
- sa direction ;
- sa continuité.

Les conditions d'application sont les suivantes :

- résistivité du conducteur faible par rapport à celle de la roche encaissante ;
- continuité du conducteur ;
- zone conductrice atteignable pour l'injection de courant.

En hydrologie, et plus particulièrement en hydrologie karstique, l'utilité de la méthode de mise-à-la-masse a été montrée pour mettre en évidence les conduits karstiques peu profonds remplis d'eau (éventuellement combinée à d'autres méthodes comme l'ERT) (Mitrofan et al 2008; Nyquist et al 2008; Guérin et al 2009). La mise-à-la-masse peut donner des indications sur les directions des conduits remplis et sur les écoulements préférentiels (Chalikakis et al 2011). Un exemple d'application est présenté Figure 59.

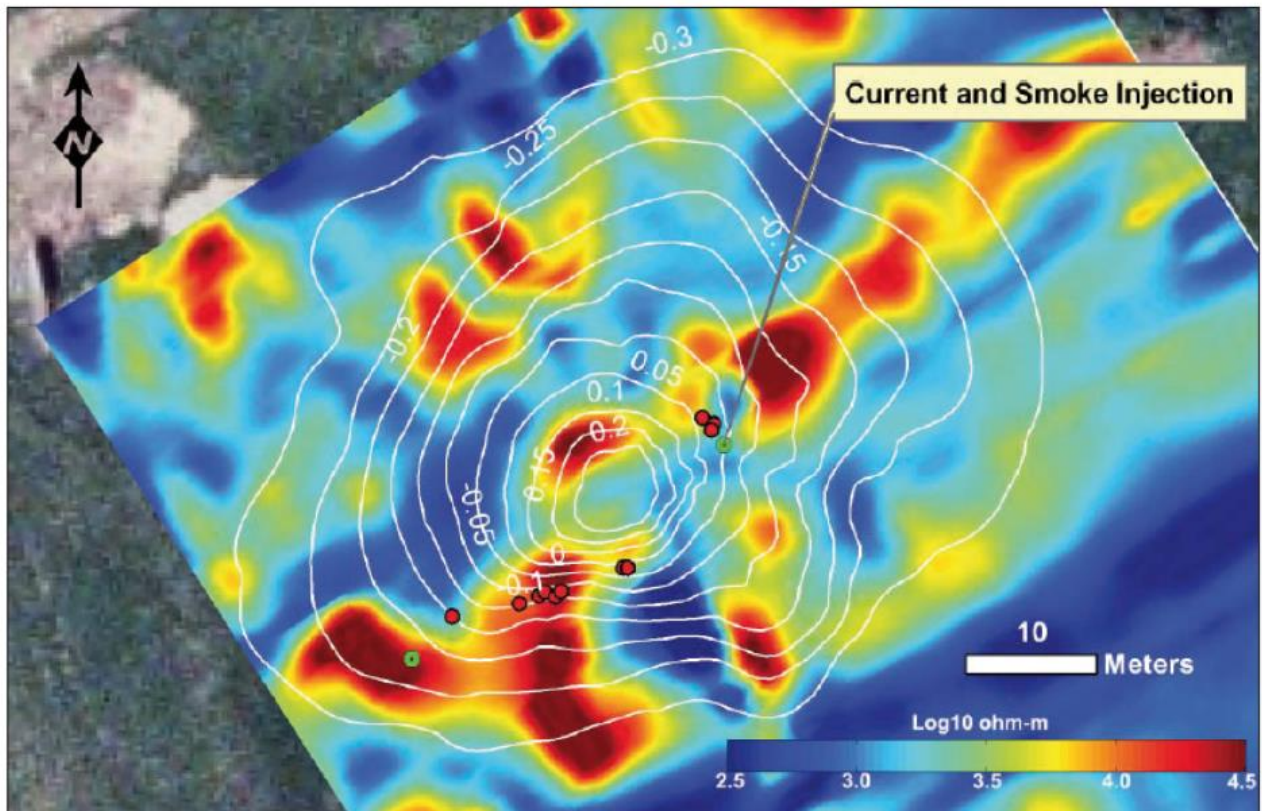


Figure 59 : Exemple d'application de méthode de mise à la masse, couplée à des injections de fumée, en contexte karstique (Nyquist et al 2008)

La cavité karstique connue est située au niveau du point vert (forage). Les résultats montrent une direction de conduits/fracturation sur cet axe, direction NE-SW.

3. Modélisation géologique 3D

Ce chapitre présente la mise en place du modèle géologique en trois dimensions, appuyée sur les données issues de différentes méthodes géophysiques.

3.1 Synthèse des données géologiques disponibles

Les forages dont le log géologique était disponible ont été rassemblés (Figure 60) ; certains, liés à de petits captages, présentent de faibles profondeurs. Mais quelques-uns ont été réalisés en 1956 par la Compagnie Française des Pétroles, dans l'optique d'une recherche d'hydrocarbures. Ces sondages, accompagnés de diagraphies, sont plus profonds et atteignent 300 à 1000 mètres. Ils ont permis de reconstituer la synthèse stratigraphique présentée Figure 61. Un de ces logs est présenté en Annexe 1. Les cartes géologiques ainsi qu'une observation de certains affleurements ont également été exploitées de manière extensive.

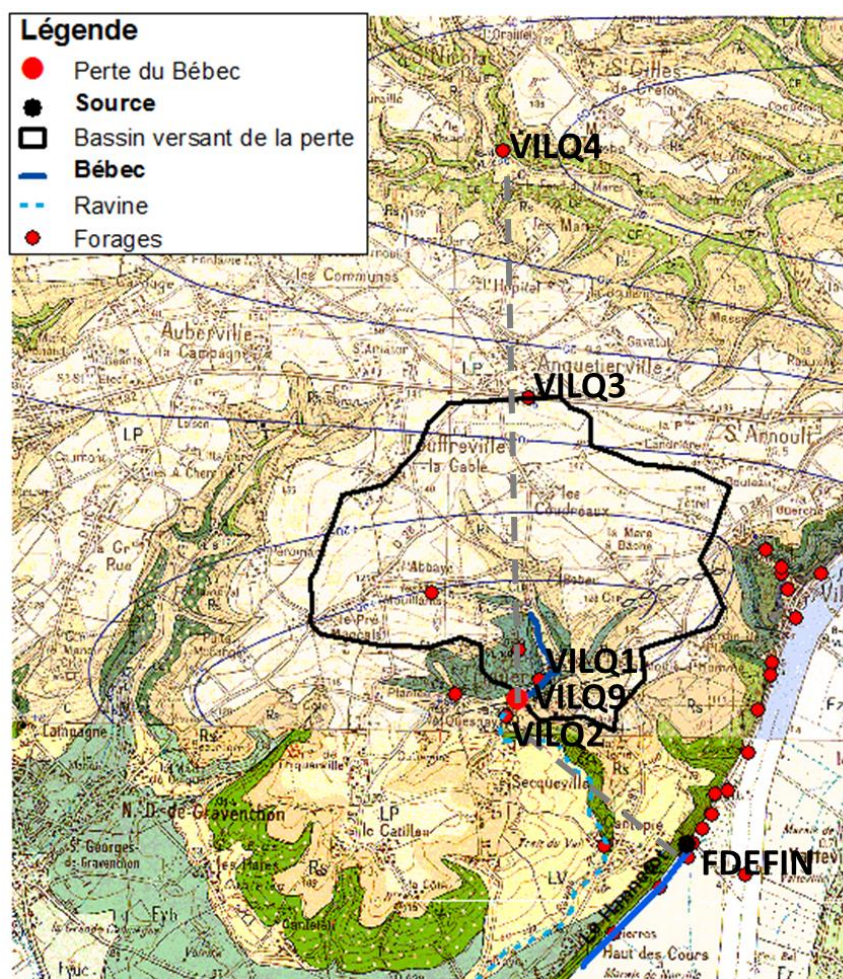


Figure 60 : Localisation des forages disponibles (avec noms des principaux) et carte géologique

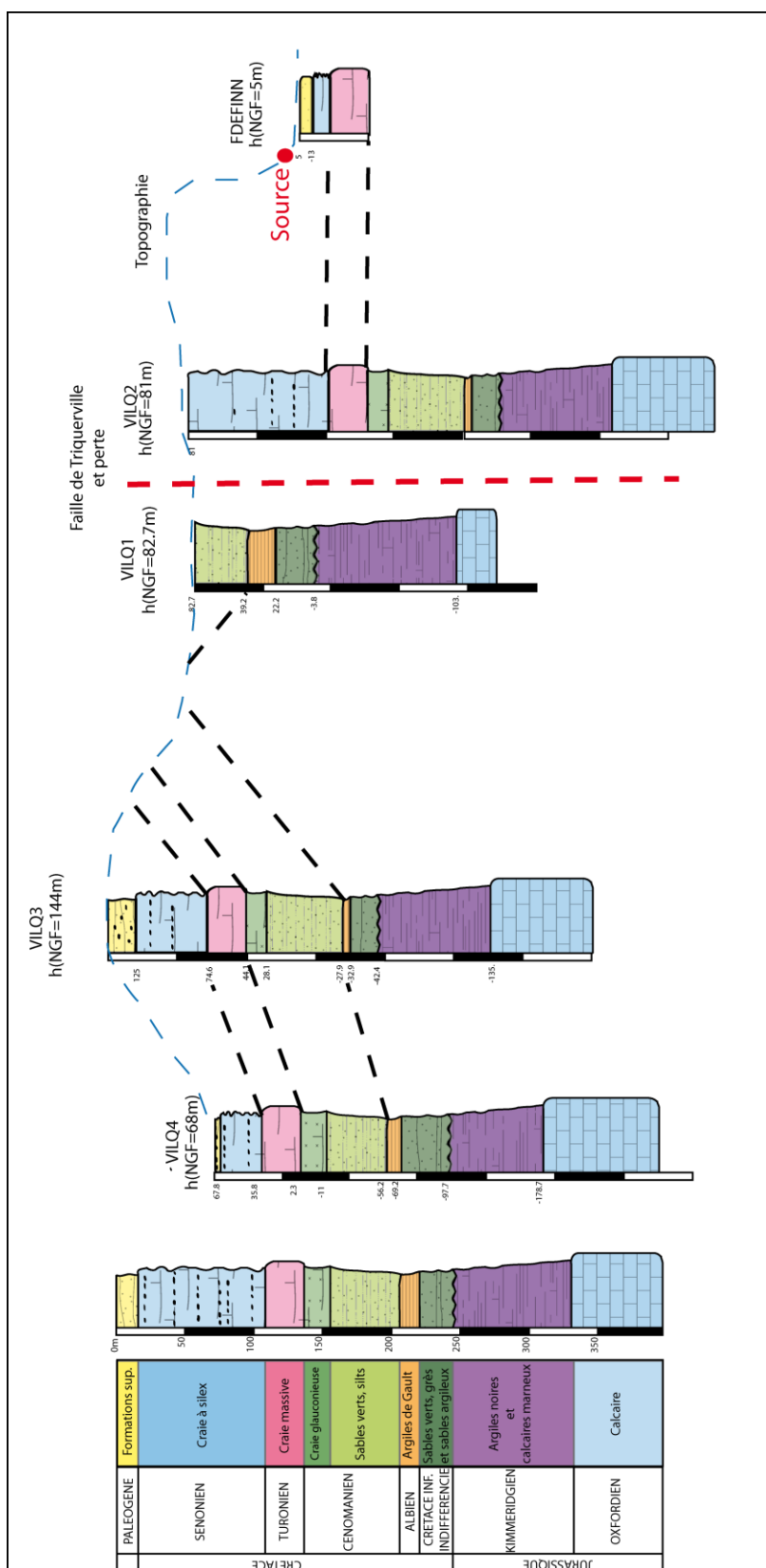


Figure 61 : Synthèse stratigraphique du bassin à partir des forages, dans un axe général Nord- Sud (représenté en pointillé gris sur la Figure 57).

3.2 Apport des méthodes géophysiques à la connaissance de la structure du site

Afin de caractériser la structure géologique du site et l'infiltration prenant place sur celui-ci (ce qui fait l'objet du chapitre suivant), plusieurs méthodes géophysiques ont été employées conjointement sur l'ensemble du bassin. Elles sont répertoriées sur la Figure 62.

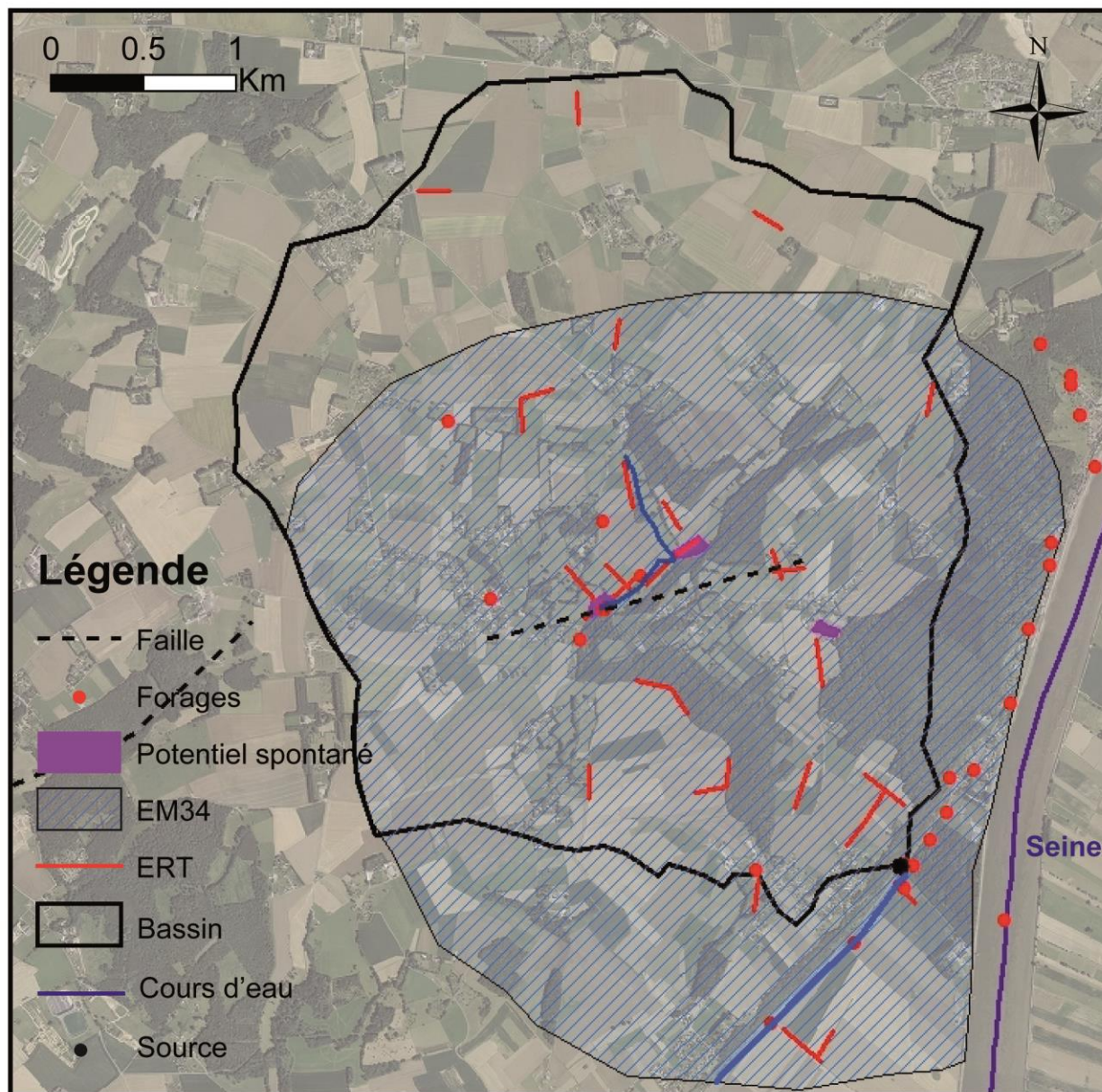


Figure 62 : Localisation des différentes méthodes géophysiques mises en oeuvre

Tout d'abord, la méthode électromagnétique d'EM34 a permis de couvrir la majeure partie de la zone étudiée. Un des objectifs était de tenter de préciser la position de la faille de Triquerville, supposée sur les cartes géologiques mais souvent recouverte par les formations superficielles. Des profils de tomographie électrique ont été réalisés sur l'ensemble du bassin, de manière à caractériser les deux blocs de part et d'autre de la faille, à recouper celle-ci en plusieurs points, et à croiser également des bêtouilles supposées. Ces profils présentaient des longueurs variables entre 160 et 355 mètres (avec un espacement de 5m entre les électrodes), et atteignaient donc des profondeurs d'investigation de l'ordre de 30 à 60 mètres. La zone de faille à proximité de la perte a fait l'objet d'une attention particulière, avec un profil en croix.

La Figure 63 présente les résultats de l'EM34. Une distinction nette est visible entre les formations affleurant au Nord de la faille (parfois recouvertes par les formations superficielles), sables Cénomaniens et argiles de Gault, en opposition avec les formations du bloc Sud, Craie Sénonienne recouverte d'une faible épaisseur de limons ou argiles à silex (se reporter à la carte géologique Figure 22, aux coupes Figure 27 et Figure 28 ainsi qu'à la synthèse Figure 61). L'argile de Gault, très conductrice, affleure au niveau du champ le plus élevé. Sur cette figure, la position de la faille donnée par les cartes géologiques est indiquée en pointillés. Les variations du champ électromagnétique vertical suggèrent que l'orientation de la faille est légèrement différente de celle supposée, avec quelques degrés de moins. Le champ horizontal montre aussi un décrochage dans les valeurs de résistivité (6-18 mS/m pour le bloc Sud versus 21-33 pour le bloc Nord), qui peut annoncer la faille secondaire de Notre Dame de Gravenchon, située 1 km à l'ouest de la zone étudiée (Figure 64). Ces observations sont à mettre en relation avec une étude géophysique plus détaillée en profondeur, via les profils de résistivité et les forages (voir ci-dessous).

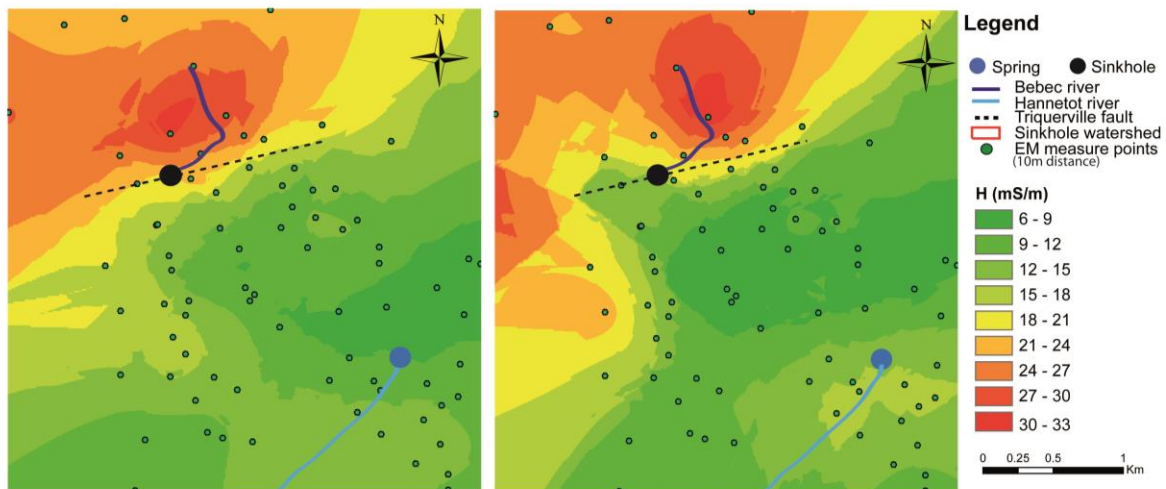


Figure 63 : Cartographie EM34 (gauche: Hv, champ vertical, droite: Hh, champ horizontal)

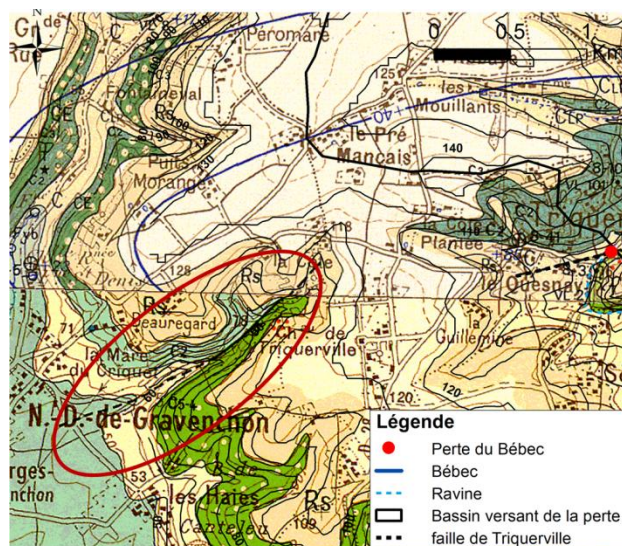


Figure 64 : Emplacement de la faille de Notre Dame de Gravenchon

Les 26 profils de résistivité (Figure 65) ont été analysés en les comparant avec les données des forages ainsi que la carte géologique. Certains d'entre eux sont reportés en Annexe 2, d'autres sont analysés ci-dessous.

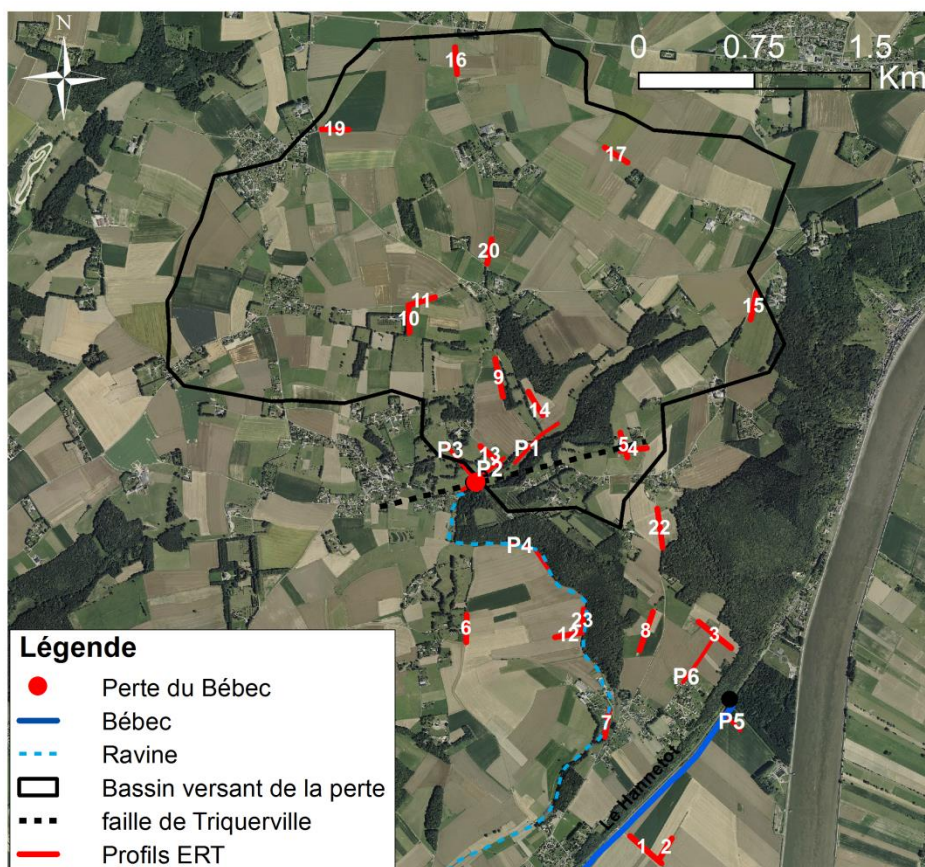


Figure 65 : Profils de résistivité effectués

L'analyse des profils ERT en comparaison des données des forages disponibles ainsi que des mesures géophysiques réalisées dans le contexte régional par Jardani (Jardani 2007) permet d'obtenir une première caractérisation de la structure globale de résistivité du bassin (avant une interprétation plus détaillée de profils ERT dans les zones d'intérêt, plus bas).

- Entre la faille de Triquerville et la source de Norville (désigné ci-après par « bloc Sud), des argiles à silex recouvrent la craie sénonienne. Cela donne lieu à un fort contraste de résistivité : de 15 à 80 ohm.m pour l'argile à silex en surface (issue de l'altération de la craie et très conductrice), opposé à une fourchette de 120 à 400 ohm.m pour la craie, très résistante.
- Au nord de la faille, le rejet et la structure plissée amènent des formations très différentes à l'affleurement : sables verts du Cénomaniens (qui viennent au contact de la craie sénonienne au niveau de la faille), argiles de Gault, et sables/grès du Crétacé inférieur indifférencié. D'après les différents forages, la formation de Gault présente une épaisseur variant de quelques mètres à une vingtaine de mètres. Ces argiles (identifiées en croisant forages, géologie de surface et profils de résistivité) ont une très faible résistivité (de 5 à 40 ohm.m). Sous les argiles, les sables gréseux du Cénomaniens-Crétacé inférieur sont beaucoup plus résistants : de 50 à 160 ohm.m.

Les valeurs d'épaisseur des formations et la description géologique détaillée fournie par les forages ainsi que par la notice géologique de la carte de la région (carte du BRGM – Bolbec 1/50000) ont permis d'analyser les profils ERT pour en extraire une interprétation géologique solide.

D'un point de vue fracturation, la faille de Triquerville met au contact des formations très différentes et doit de ce fait apparaître clairement sur les profils de résistivité. Au regard des différentes hypothèses présentées en partie 1 (sous chapitre 3.2.2.3), une fracturation secondaire est possible. Enfin, les travaux de Jardani (2007) ont montré la possibilité de détecter les structures d'infiltration dans le contexte régional par ERT et PS (hypothèse forte en cas d'anomalie de résistivité).

Les quatre profils recoupant la faille sont présentés Figure 66.

Sur le profil (a) (n° P3 sur la carte générale), une anomalie de résistivité est visible à l'aplomb de la perte, et peut correspondre au conduit karstique. Au sud, la limite du profil est caractérisée par une très forte résistivité, caractéristique de la craie (comme vu précédemment sur l'étude de l'ensemble des profils). Une seconde anomalie de résistivité plus faible, B, se trouve légèrement en profondeur juste en dessous d'une série de bétoires observables en surface sur le terrain. D'après des témoignages d'habitants, le ruisseau passait auparavant au-dessus de ces bétoires et s'y engouffrait avant d'être dévié. Des hypothèses précédentes plaçaient la faille à une centaine de mètres au nord de la perte. Toutefois, le profil (a) semble la situer plutôt à l'aplomb de la perte ou légèrement au sud de celle-ci (d1), tandis que les discontinuités d2 à d4 constitueraient une fracturation secondaire. Un point venant appuyer le placement légèrement plus au sud est la présence d'un forage (VILQ9) à quelques mètres de la perte, présentant les formations géologiques du bloc Nord. Sur le profil (b), aussi situé aux abords de la perte, mais se présentant de manière transversale, la faille est également visible. Une anomalie A' située juste sous la perte, mais plus étirée, pourrait correspondre aux conduits et donner une première indication de leur direction. Enfin, les profils (c) et (d), croisant la faille plus à l'est, montrent également un plongement brutal des formations.

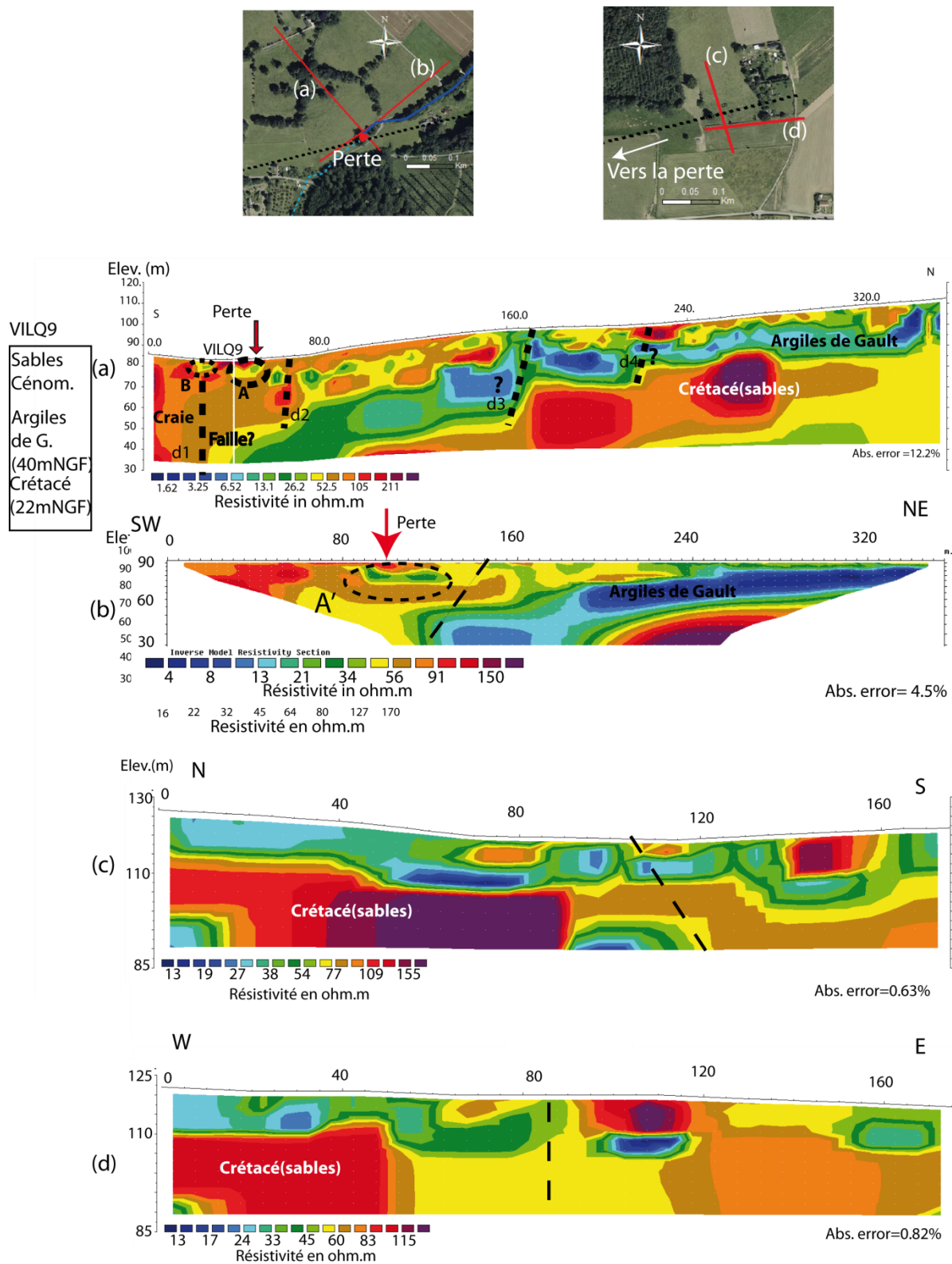
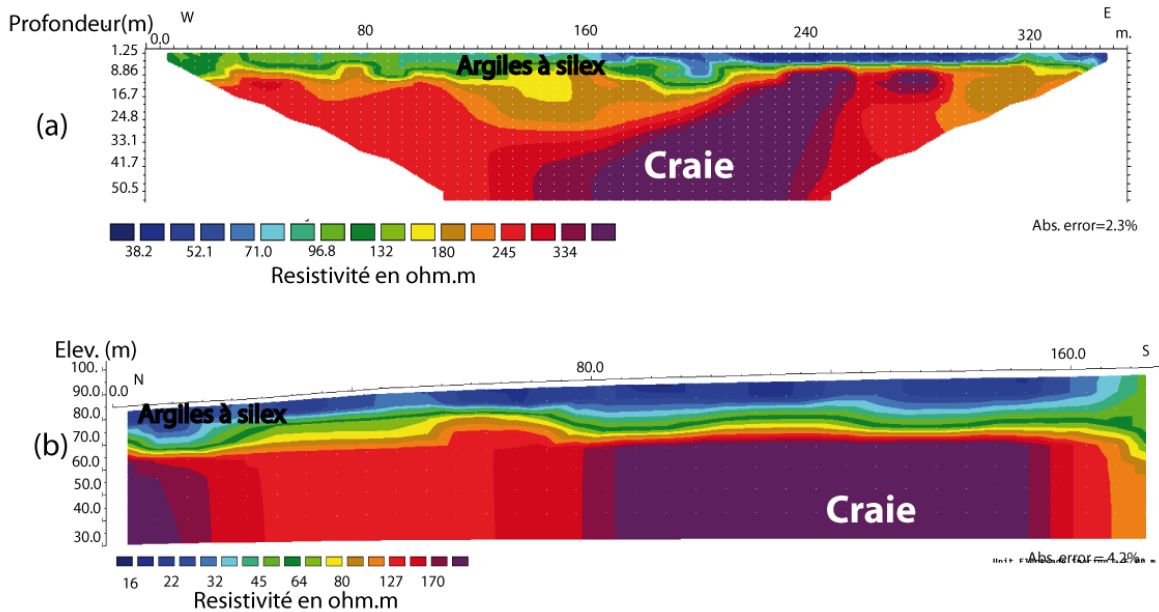


Figure 66 : Profils ERT croisant la faille de Triquerville (a)P3, (b)P2, (c)5, (d)4.

La Figure 67 présente deux profils observés dans le bloc Sud, à quelques centaines de mètres du bord de falaise. Les fortes résistivités enregistrées sont associées à la craie sénonienne, recouverte d'une couche d'argile à silex de 1 à 8 mètres pour le profil (a). Sur le profil (b), cette profondeur peut atteindre 20 mètres. Sur l'ensemble des profils, cette formation d'argiles à silex présente une importante variation d'épaisseur, d'inexistante à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur.



Les profils situés dans le bloc Nord font apparaître différentes variations de résistivité, à rattacher selon leurs emplacements aux sables/grès du Cénomaniens qui encadrent les argiles de Gault et celles-ci. En s'éloignant de la faille vers le Nord, on retrouve une structure similaire à celle observée au sud de la faille (Craie sénonienne et argiles à silex). Enfin, immédiatement en aval de la source, la craie sénonienne se trouve juste sous les alluvions de la Seine. Des profils représentatifs de chaque partie du bassin se trouvent en Annexe 2.

L'ensemble de tous les profils a été interprété de manière à définir les hypothèses sur les toits et murs des formations considérées, avant d'être intégré dans l'outil de modélisation géologique 3D décrit ci-après.

3.3 Construction du modèle géologique

Pour la construction du modèle géologique 3D, le logiciel MOVE© (Midland Valley) a été sélectionné. MOVE intègre une base de Système d'Information Géographique et permet le transfert de données entre différentes applications.

Les données suivantes ont été intégrées dans le modèle :

- la carte géologique numérisée à la main, à partir de la carte BRGM à 1/50000 de Bolbec (XVIII-10) ;
- les données de 13 forages sélectionnés selon la pertinence de leur emplacement et de leur profondeur d'investigation (Tableau 3) ;
- le Modèle Numérique de Terrain (résolution de 10 m) ;
- les 26 images des sections de résistivité électrique.

Tableau 3 : Synthèse des forages retenus pour le modèle

Référence	X (Lambert 93)	Y(Lambert 93)	Profondeur
00758X0002/VILQ-1	528973	6936506	150.9
00758X0003/VILQ-2	528643	6936152	47.5
00758X0009/VILQ-3	528876	6939257	279.6
00758X0004/VILQ-4	528612	6941635	246.5
00758X0008/VILQ-7	531705	6936865	91.75
00757X0002/VILQ-8	525860	6937953	173.2
00758X0005/VILQ-9	528783	6936331	227
00758X0010/VL101	528768	6936801	959
00758X0013/S3	532203	6937867	10
00983X0010/F	527341	6931179	18
00984X0089/FDEFIN	530399	6934818	33.5
00758X0041/PF	528159	6936375	64.5

Les images et forages ainsi que le MNT sont illustrés Figure 68, avec une vue de l'ensemble du bassin, ainsi qu'une vue rapprochée de la zone de la perte.

Les horizons à modéliser ont été établis en définissant la stratigraphie présentée en Partie 1 et en

Figure 61. Elle correspond à la stratigraphie relevée dans la majorité des forages, à la différence près qu'une distinction supplémentaire était faite au sein des formations Cénomaniennes (Craie glauconieuse, craie à silex et gaize, et sables verts), cet étage a été simplifié en deux formations, une crayeuse et une sableuse).

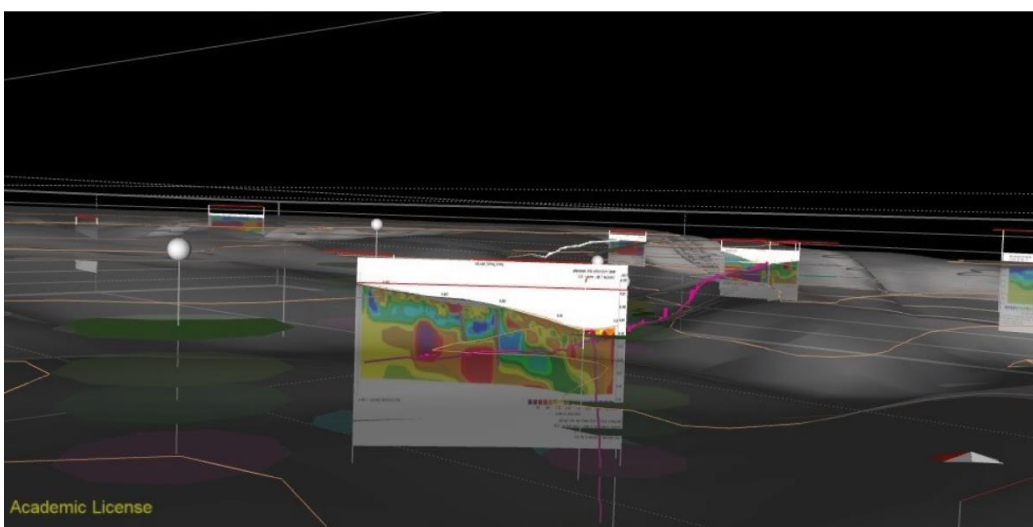
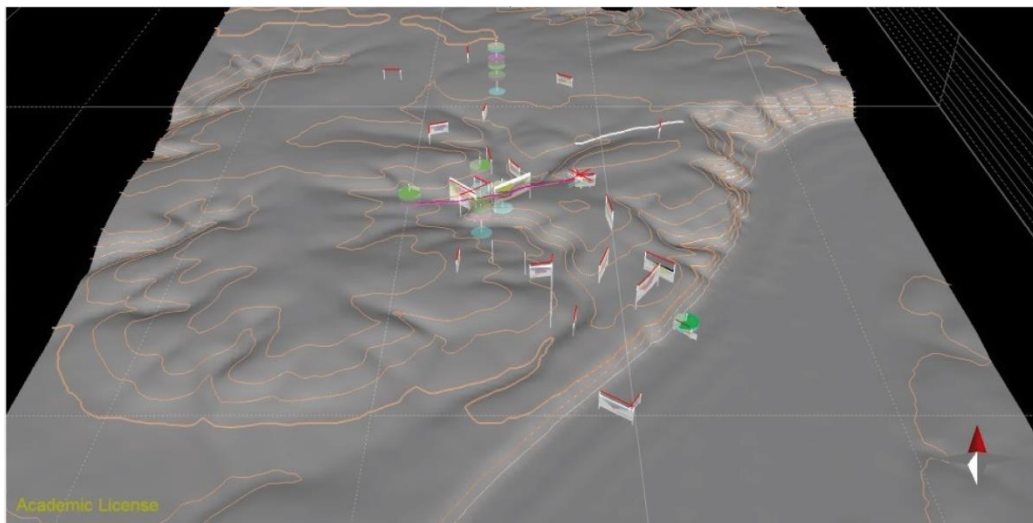


Figure 68 : Illustration des premières étapes de constructions du modèle

L'étape suivante a consisté à numériser à partir des images des profils de résistivité deux types d'information : les limites entre formations, ainsi que les pendages observés. Les affleurements situés à Villequier (à l'est de la zone étudiée) ont également fourni des données de pendage et de position des formations.

Une fois ce corpus de données constitué, sept sections géologiques ont été établies sur l'ensemble du bassin (Figure 69). Pour cela, les données de forage et des sections géophysiques les plus proches de chaque section ont été projetées sur celles-ci. Les différents horizons ont alors été reconstruits pour chacune des sections considérées. La méthode des isogones a été utilisée pour la création des horizons, suivie de corrections manuelles quand nécessaire.

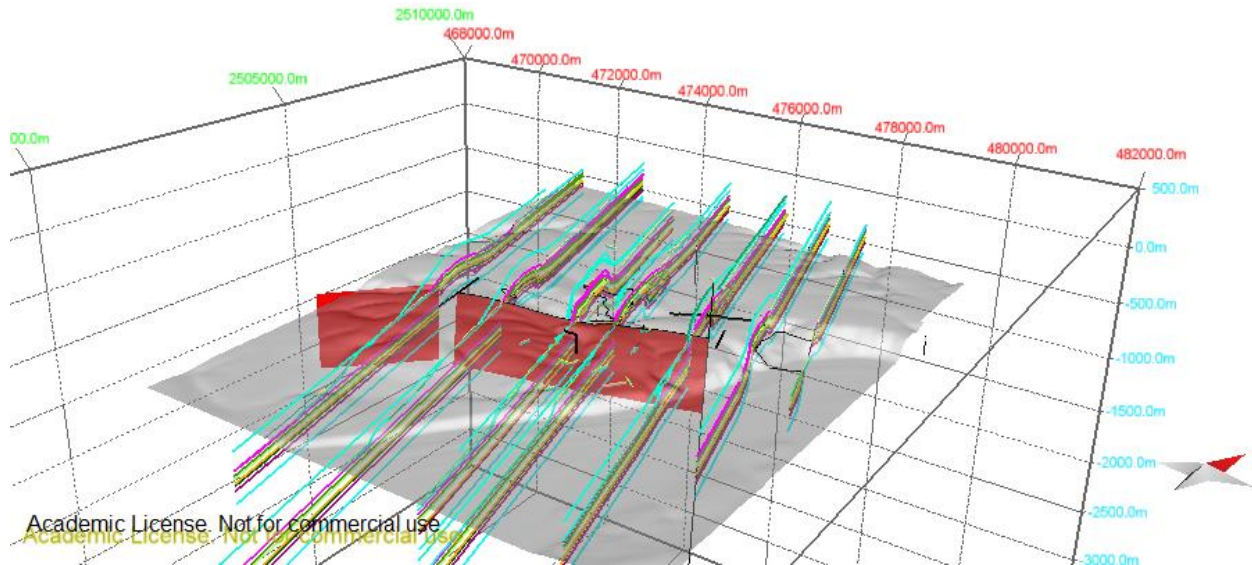


Figure 69 : Sections géologiques créées dans le logiciel MOVE (en rouge, le plan des failles).

Les surfaces des horizons ont ensuite été obtenues par interpolation entre les sections, en appliquant une fonction spline (séparément pour les formations situées de part et d'autre de la faille). Les surfaces de la faille principale de Triquerville ainsi que de la faille secondaire de Notre-Dame de Gravenchon ont été créés à partir de leurs positions en surface (d'après la carte géologique de Bolbec, BRGM), corrigée d'après les données géophysiques (EM34 et profils ERT la recoupant). Le résultat final est présenté Figure 70.

Enfin, les volumes des couches géologiques ont été créés en maillant l'espace entre chacun des horizons, via la fonction Geocellular (Figure 71).

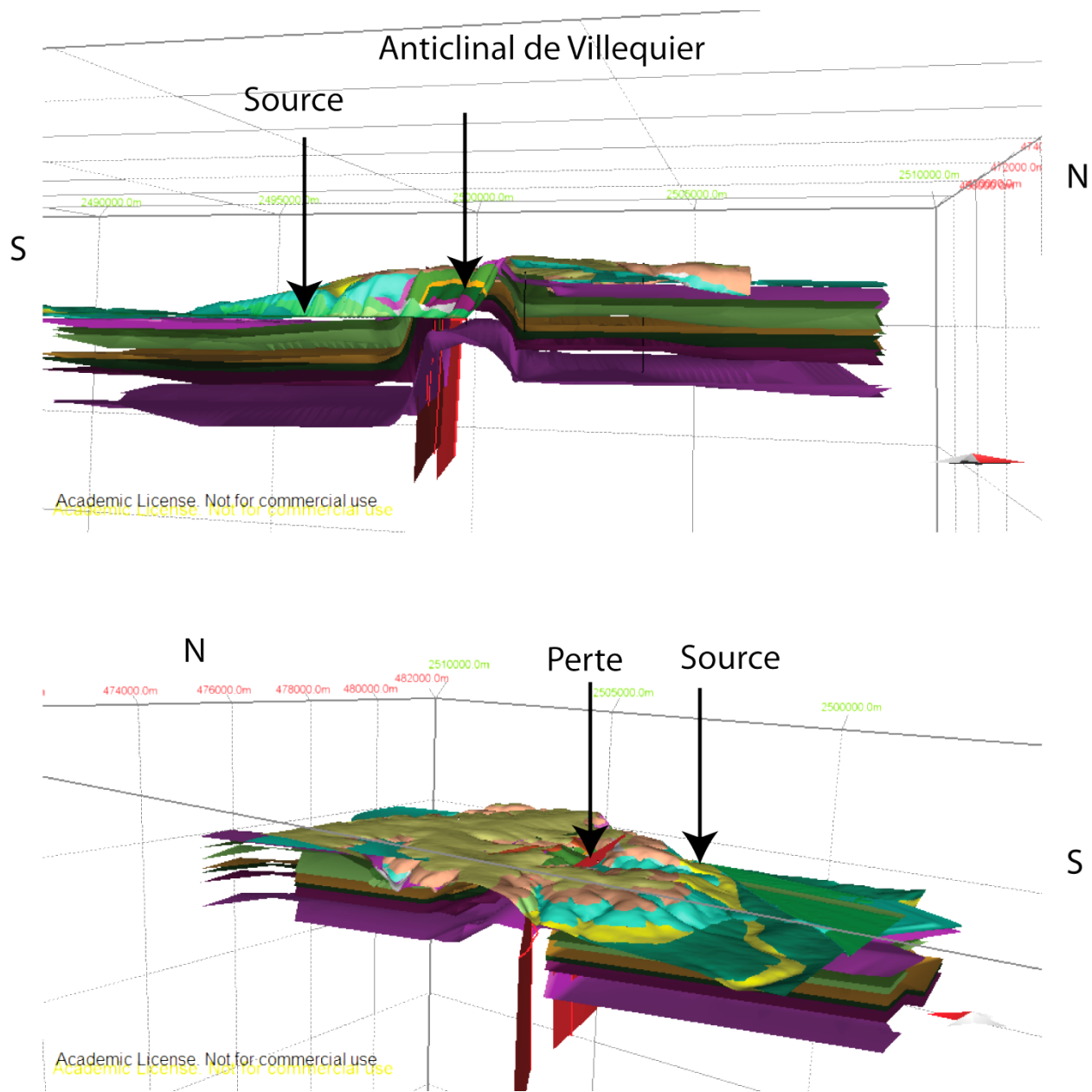


Figure 70 : Modèle géologique final avec les horizons

(note : l'échelle verticale est exagérée dans un rapport de 5/1)

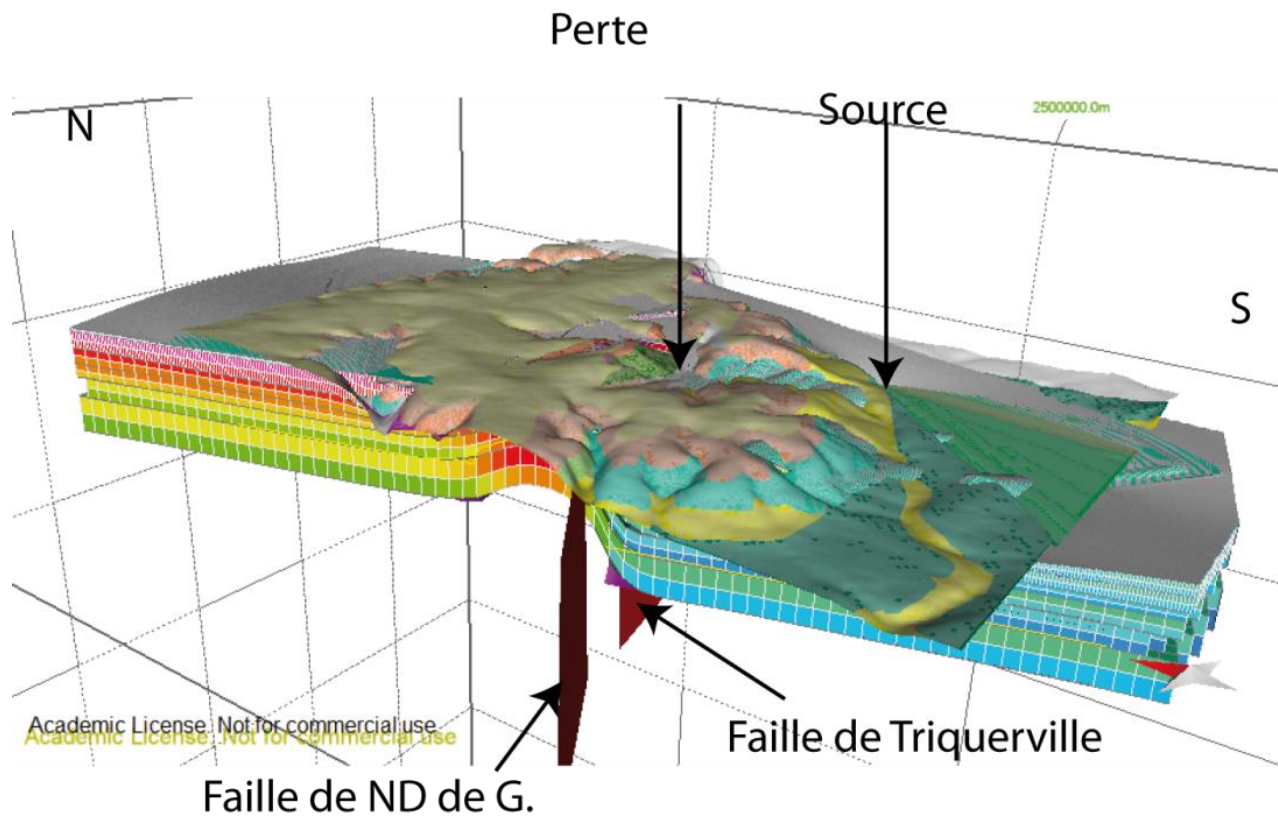


Figure 71 : Modèle géologique avec les géovolumes

(note : l'échelle verticale est exagérée dans un rapport de 5/1)

3.4 Discussion et validation

3.4.1 Analyse des résultats

L'analyse du modèle géologique apporte quelques remarques. La structure anticlinale apparaît clairement dans le modèle. Les pendages fournis par les profils géophysiques ainsi que les profondeurs des toits fournis par les forages ont permis de contraindre la flexure de cet anticlinal. Cette flexure, cohérente avec l'affleurement de l'anticlinal à Villequier, à l'est du bassin, suffit à elle seule à expliquer la profondeur des formations au niveau de la perte (fournies par deux forages à proximité immédiate, VILQ9 et VILQ1). Par conséquent, des deux hypothèses présentées en Partie 1 au point 3.1.2.3, celle de Pleuvret (1997) paraît la plus réaliste. Toutefois, les profils ERT à la perte ont montré une fracturation secondaire, qui, sans présenter un rejet aussi important que celui proposé par Lepiller (1975), témoigne des contraintes tectoniques plus élevées au centre de l'anticlinal. La présence de la faille secondaire de Notre Dame de Gravenchon est aussi cohérente avec les mesures d'EM34 effectuées sur le bassin.

Les structures d'infiltration connues ou détectées par les méthodes géophysiques ont été également incluses dans le modèle par modification manuelle de l'horizon affecté (principalement la craie sénonienne, permettant ainsi de créer des volumes de formations superficielles (argiles à silex et limons) pénétrant la formation crayeuse (cf 4.).

3.4.2 Méthode de validation : Inversion guidée par image

Afin de valider les résultats concernant la structure de l'anticlinal, basée en partie sur les interprétations des profils ERT, une technique d'inversion a été envisagée. Toutefois, pour des raisons techniques, elle n'a pu être menée à terme avant la finalisation du présent manuscrit. La méthodologie employée est toutefois présentée dans cette section.

Zhou a proposé une méthodologie d'inversion de tomographie de résistivité électrique guidée par image (Zhou et al 2014). Cette technique permet d'utiliser des images, soit des coupes géologiques éventuellement contraintes par des données de forage, soit issues d'autres méthodes (comme le Ground Penetrating Radar (GPR)), pour contraindre l'interpolation des profils de résistivité. Le profil de résistivité obtenu est alors plus fidèle aux caractéristiques structurales réelles du sous-sol étudié, et les valeurs inversées de la résistivité plus proches des valeurs réelles. L'inversion guidée par image permet notamment de mieux rendre compte des discontinuités présentes dans le milieu, là où une inversion classique a tendance à lisser les résistivités.

Les principales étapes de cette méthode sont présentées ci-dessous (les équations associées sont accessibles dans la publication citée précédemment).

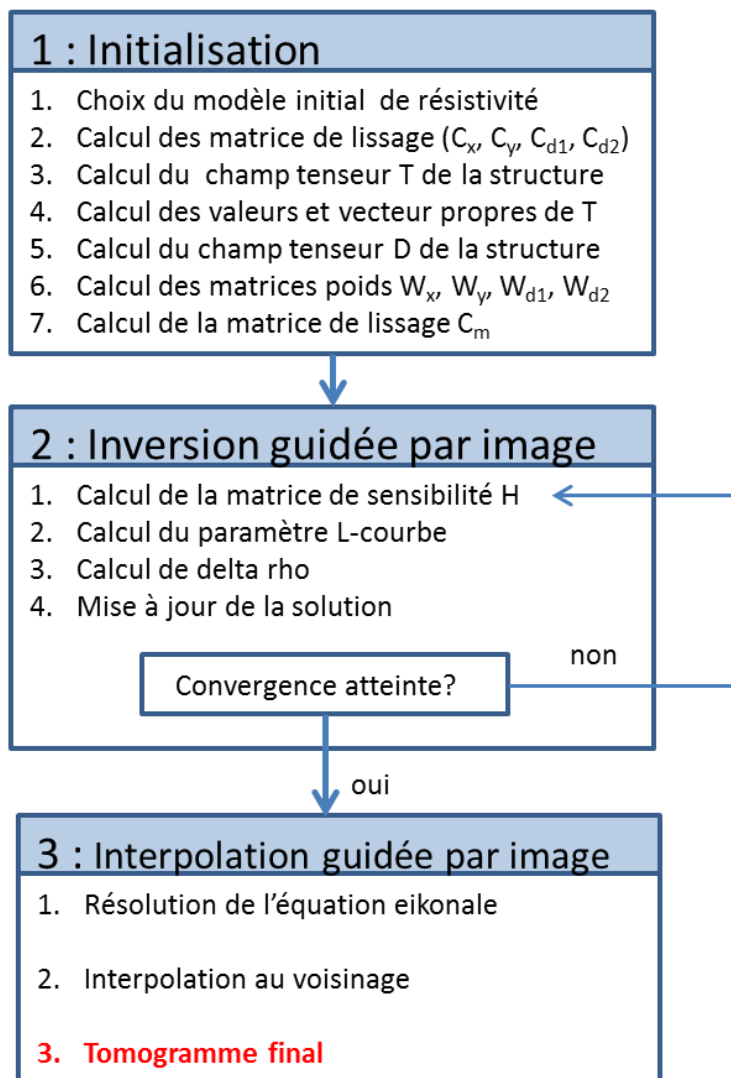


Figure 72 : Principe de l'inversion électrique guidée par image (modifiée à partir de Soueid Ahmed et al. 2015)

Dans le but de contraindre l'inversion, un tenseur de structure est extrait de l'image, qui caractérise la position et l'orientation des structures géologiques et notamment des discontinuités (limites entre formations géologiques, failles, ...). Ce tenseur est ensuite introduit dans le processus d'inversion des données de résistivité apparente. L'interpolation se fait alors suivant ce tenseur et non plus de manière homogène. Le résultat est une distribution de résistivité qui prend mieux en compte les discontinuités du milieu. Zhou a testé cette méthode avec succès sur des cas synthétiques ainsi que sur un cas réel de section géologique présentant plusieurs failles (Figure 73).

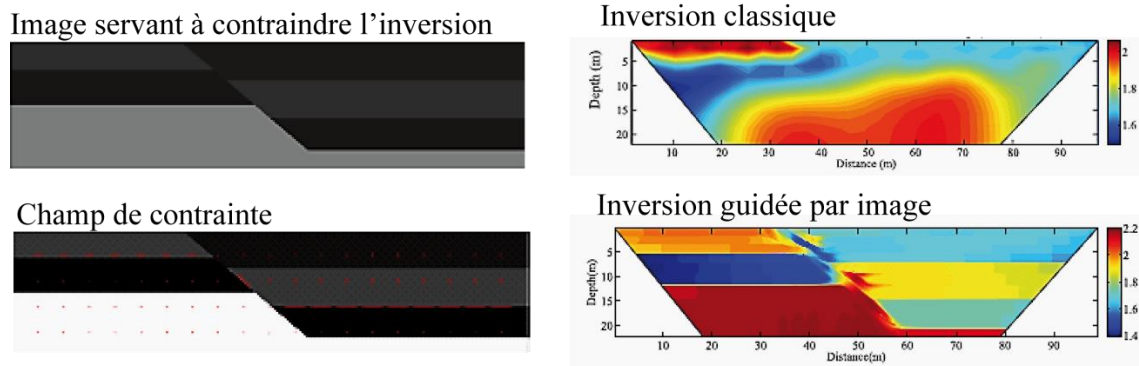


Figure 73 : Inversion guidée par image pour le cas d'une faille (modifié de Zhou et al. 2014)

L'objectif était ici de l'appliquer d'une part à la zone de la faille, afin de vérifier l'hypothèse de la prédominance de la flexure, et d'autre part à des structures d'infiltration, typiques des karsts. De manière moins certaine, la position des conduits aurait pu être testée.

L'inversion guidée a seulement pu être testée pour un cas théorique de couches tabulaires de résistivité différentes (Figure 74). Dans ce cas on note une amélioration de l'inversion sur les surfaces séparant les couches de résistivité différente.

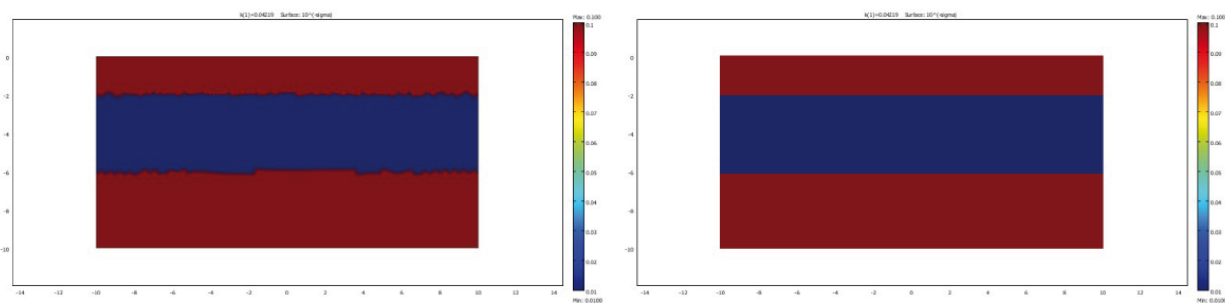


Figure 74 : Inversion classique sur un cas synthétique (à g.) et inversion guidée par image (à d.)

4. Caractérisation de l'infiltration sur le bassin

Dans ce chapitre, l'attention est portée sur les écoulements de sub-surface et les zones d'infiltration, avec une focalisation particulière sur la zone de la perte dans un premier temps, puis sur l'ensemble du bassin. L'objectif est de comprendre au mieux les différents types d'infiltration prenant place dans la zone non saturée, particulière dans ce contexte de karst sous couverture, où les structures ne sont pas toujours visibles. Les analyses s'appuient sur une combinaison de méthodes géophysiques présentées en chapitre 2 de cette partie.

4.1 Etude des écoulements autour de la perte

Deux campagnes de mesures de Potentiel Spontané ont été menées, la première en 2007, et la seconde lors de ces travaux. Les résultats sont présentés Figure 75. Sur les deux cartes, une anomalie négative, située au sud de la perte, est visible (A et A'). Ces anomalies se superposent avec la série de bétoires évoquées précédemment lors de l'analyse de l'ERT, où le Bébec s'infiltrait au siècle précédent. Or, les signaux de potentiel spontané sont générés lors du passage à travers un milieu poreux, ce qui entraîne un excès des charges électriques contenues dans la porosité dans la double couche électrique présentée en point 2.2.2 de cette partie. Jardani a montré que les anomalies négatives en contexte crayeux permettent de détecter la position de bétoires actives reliées ou non à un système karstique, car les écoulements préférentiels verticaux qui les caractérisent sont à l'origine d'une différence de potentiel (Jardani et al 2006). Les anomalies négatives (relatives) mesurées ici montrent donc l'infiltration active dans les bétoires.

L'anomalie C, visible uniquement sur la carte de 2014, correspond à un petit effondrement local d'un mètre d'envergure, qui s'est agrandi entre 2012 et 2015, et qui n'existait probablement pas en 2007. Il pourrait s'agir d'une bétoire en cours de formation. Les anomalies négatives B et B', immédiatement au nord de la perte, pourraient être liées à l'écoulement de la nappe du fait du gradient hydraulique et de la pente à cet endroit. Une démarcation assez nette la sépare d'une zone à potentiel spontané positif.

Pour compléter ces premières observations, les données de potentiel spontané ont été superposées au profil de résistivité électrique croisant la perte selon un axe Sud-Nord, présenté dans la section précédente (Figure 76).

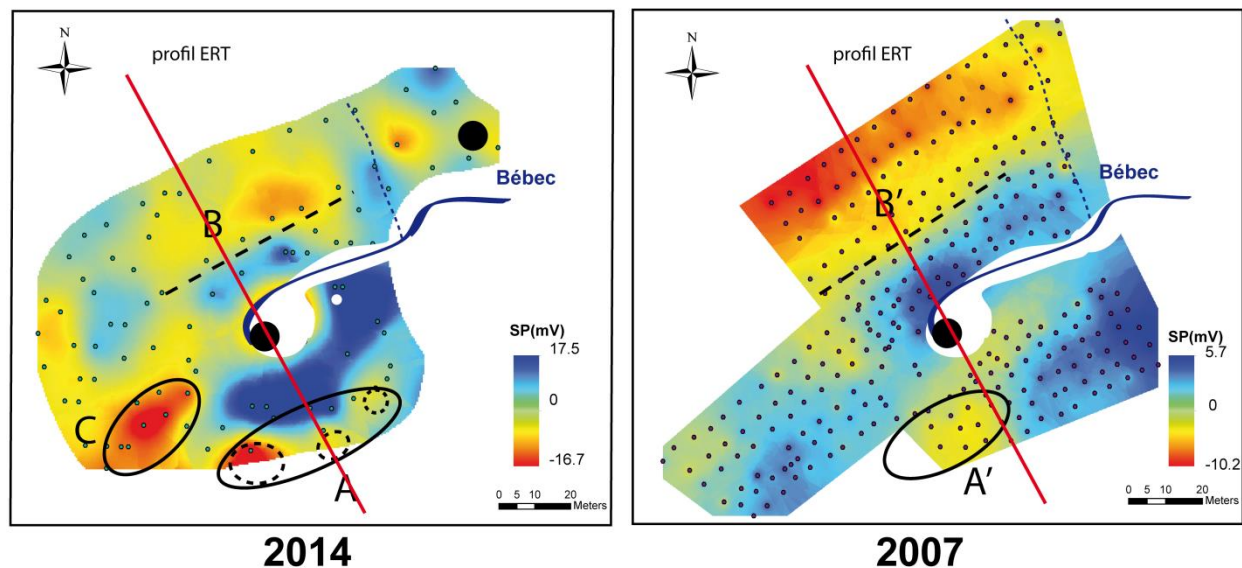


Figure 75 : Cartographie du Potentiel spontané dans la zone de la perte du Bébec

(Electrode de référence en blanc)

La superposition des deux profils confirme les hypothèses effectuées : l'anomalie A de potentiel spontané est exactement à l'aplomb d'une anomalie de résistivité plus faible. Une anomalie plus élevée négative est située au-dessous de la perte, également associée à une faible résistivité. Enfin, une zone de potentiel spontané positif est située juste au Nord de la perte, avant un passage à une zone négative. Cette discontinuité dans le potentiel spontané pourrait être liée à une fracturation secondaire d2 de la faille d1. Cette fracture se comporterait comme une barrière hydraulique.

Enfin, la technique de mise-à-la-masse a été appliquée sur l'ensemble de la zone (Figure 77). Les résultats obtenus sont cohérents avec ceux fournis par le PS et l'ERT. En milieu homogène, les mesures suivant l'injection du courant électrique auraient consisté en cercles concentriques. Ici, une déformation importante est observée à partir de la perte en direction des bétoires. Une déformation secondaire est également visible dans le même axe que celui des bétoires. Ces éléments viennent appuyer l'hypothèse de la présence du conduit karstique dans le même axe que celui des bétoires.

En utilisant les informations fournies par chacune des différentes méthodes un schéma d'interprétation global des écoulements dans la zone de la perte a été établi, Figure 78. La position de la faille est estimée au niveau des dolines ou légèrement plus au nord. Elle est accompagnée d'une (ou plusieurs, d'après le profil ERT complet vu en Figure 20a) fractures secondaires, qui jouent localement un rôle de barrière aux écoulements de la nappe perchée dans les formations superficielles. Enfin, les conduits karstiques seraient situés sous l'axe de bétoires (avec éventuellement un développement parallèle au niveau de la perte).

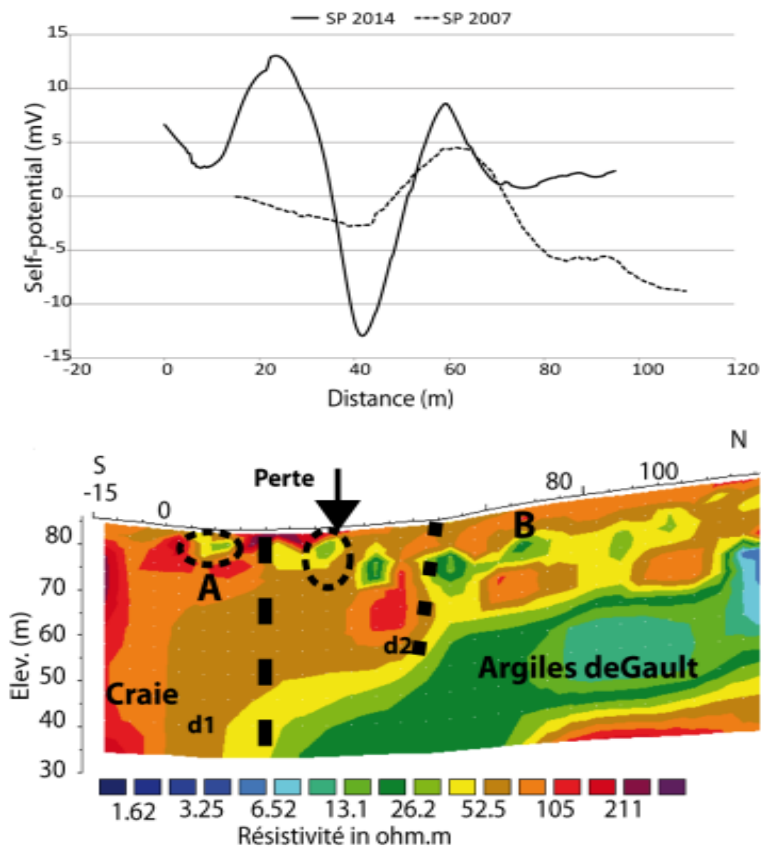


Figure 76 : Profil de résistivité et profil de potentiel spontané à la perte du Bébec

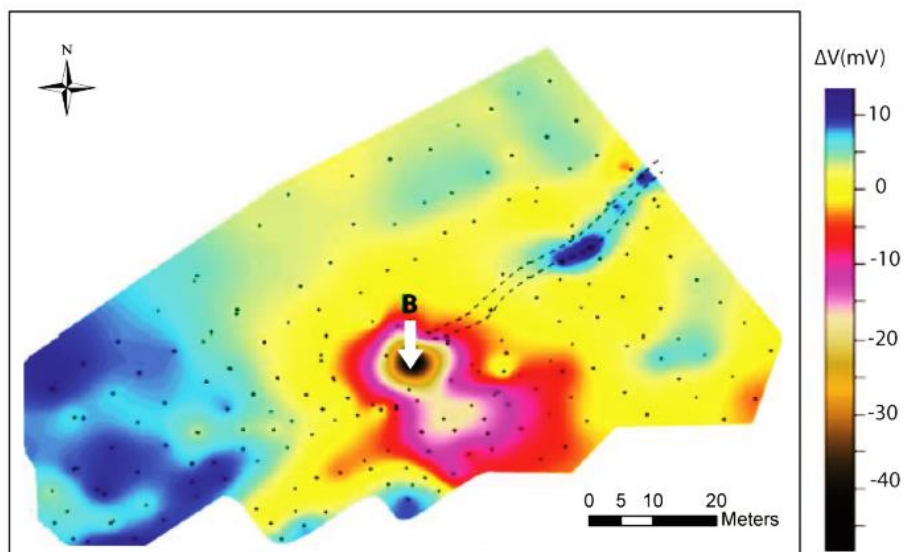


Figure 77 : Méthode de Mise-à-la-masse appliquée à la perte

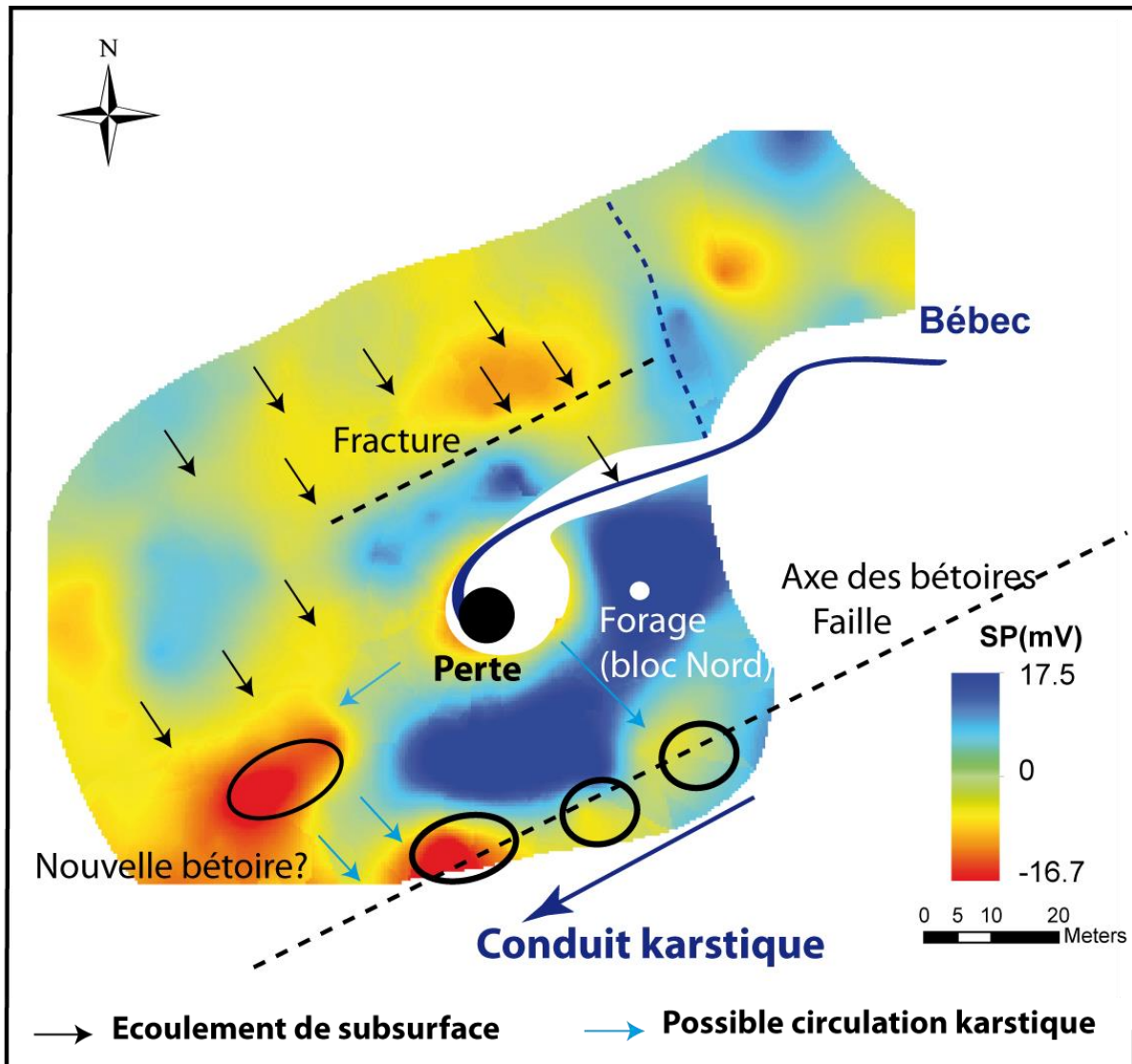


Figure 78 : Schéma bilan des écoulements souterrains dans la zone de la perte

4.2 Bétoires et racines d'infiltration

Deux dépressions (supposées êtres des bétoires et localisées sur les Figure 51 et Figure 62) ont été investiguées avec la méthode de potentiel spontané dans le bloc Sud (Figure 79). Pour la première (à gauche), on observe une légère anomalie négative dans une zone à fort potentiel spontané. Cette zone présentant des circulations d'eau de ruissellement en surface vers le cercle en pointillés, l'hypothèse d'une bétoire est appuyée. Dans le second cas, à droite, un écoulement de surface a lieu de la partie en haut à gauche de la figure vers la partie inférieure en bas (flèches blanches). Une infiltration de type bétoire était supposée au niveau du cercle en pointillés à droite. Les valeurs de PS ne permettent pas de conclure : on observe de faibles valeurs, mais pas d'anomalie très marquée. Toutefois, un profil ERT (n°22) a été réalisé au même emplacement et montre une structure verticale au niveau de l'anomalie principale (à l'ouest), appuyant l'hypothèse d'une racine d'altération ou d'une bétoire (Figure 80).

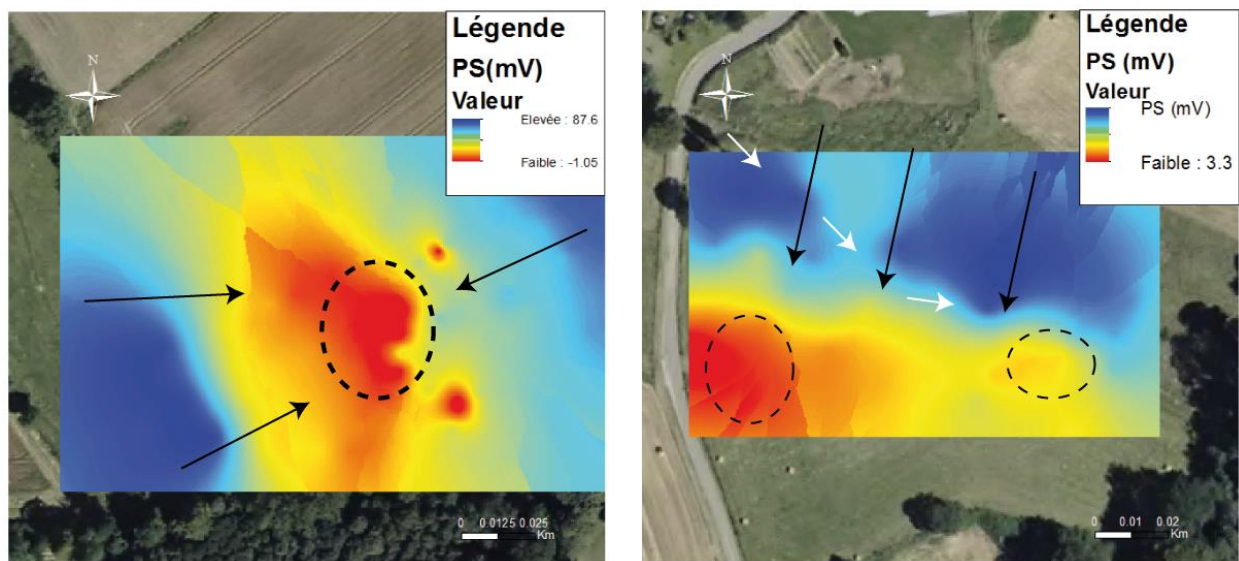


Figure 79 : Cartographie de potentiel spontané pour deux zones d'infiltration

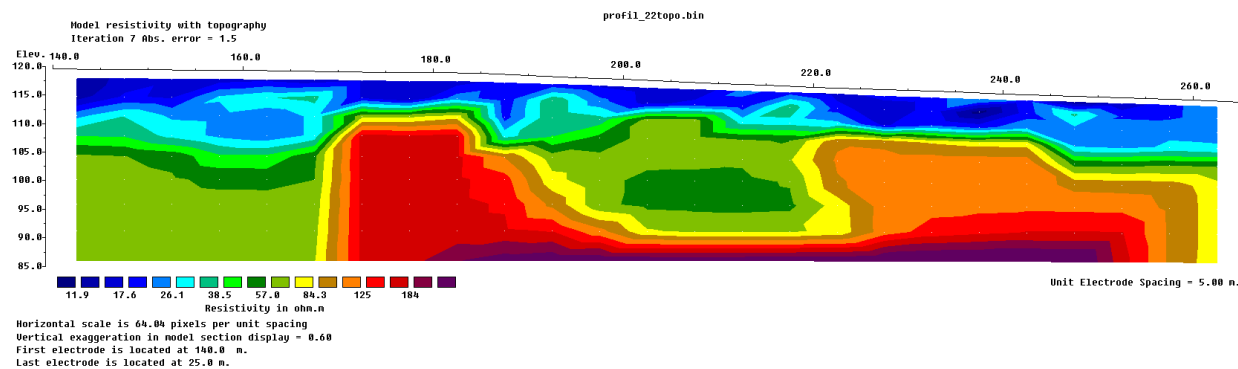


Figure 80 : Profil de résistivité (n°22) avec structure verticale

Les profils de résistivité électrique réalisés dans le bloc Sud sont de types différents (Figure 81). Sur la majorité des profils, ils correspondent à une structure de type (a) : une épaisseur variable de formations superficielles de type argile à silex, en moyenne d'une dizaine de mètres, reposant sur la matrice crayeuse de plus forte résistivité. Trois profils présentaient des structures similaires au profil (b), avec des anomalies de plus faibles résistivités partant de la surface et s'étendant en profondeur. Ces structures sont très probablement des racines d'altération ou crypto-bétoires. Sur le profil présenté, aucune dépression n'était observée en surface, ni aucun écoulement. A noter que seuls 400 m séparent les deux profils.

Afin de vérifier cette hypothèse, la méthode d'inversion guidée par image doit être employée en utilisant deux images distinctes, présentées Figure 82. La première présente des structures d'infiltration en cône de dissolution, hypothèse effectuée. La seconde présente la structure telle qu'attendue en ce point d'après le contexte local. Si la première permet de réduire le pourcentage d'erreur lors de l'inversion et de préciser la forme de ces structures, alors l'hypothèse de structures plus profondes et plus verticales que celles observées sur l'inversion classique sera validée.

Enfin, les trois profils présentant des structures plus profondes interprétables comme des structures d'infiltration avaient pour point commun une épaisseur plus importante de formations superficielles que les autres profils (entre 15 et 20 mètres).

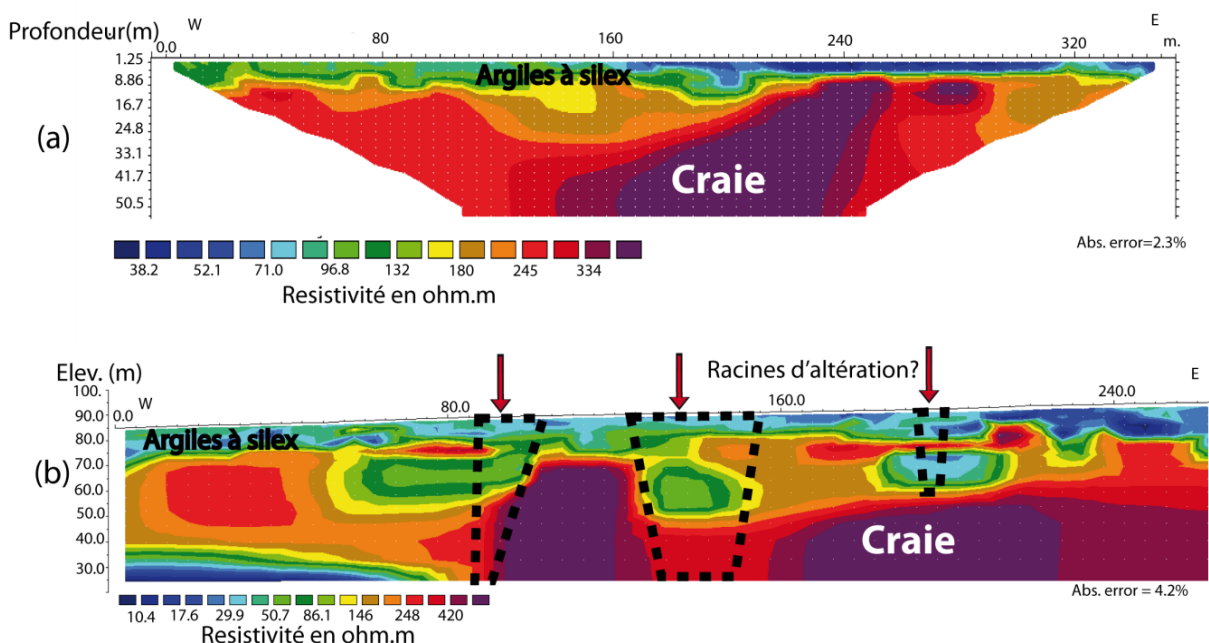


Figure 81 : Profils de résistivité dans le bloc sud (a) P6, (b) 8



Figure 82 : Images guides pour l'inversion.

Il paraît difficile d'estimer précisément la densité de telles structures d'infiltration sur l'ensemble du bassin. En toute rigueur, une tomographie de résistivité 3D pourrait être tentée sur certaines portions du bassin intermédiaire entre la faille et la source. Toutefois, en se basant sur les bêtisiers préalablement connus et sur le nombre de potentielles racines d'altération observées sur les profils, rapportés à la superficie de la zone entre la faille et le bord de falaise, le premier chiffre de 25 par km² peut être avancé.

5. Synthèse

L'utilisation combinée de différentes méthodes géophysiques et des données géologiques a permis de préciser un certain nombre de points sur la structure globale du système et sur ses caractéristiques d'infiltration :

- la structure en anticlinal avec une flexure importante est retenue, bien qu'une fracturation secondaire puisse être observée dans la zone de la perte ;
- la position des conduits dans la zone de la perte a fait l'objet d'une interprétation basée sur les méthodes de tomographie de résistivité électrique, de potentiel spontané et de mise à la masse ;
- un modèle géologique 3D a été établi, précisant la structure de part et d'autre de la faille et donnant une première approximation de l'épaisseur des formations karstifiables selon la position sur le bassin (craie sénonienne) ;
- l'infiltration dans la zone de la perte a été décrite en détail ;
- différentes structures d'infiltration ont été mises en évidence.

Sur le bassin, l'infiltration se divise en :

- une infiltration très concentrée au niveau de la perte, directement dans le réseau karstique ;
- une infiltration concentrée au niveau des bétoires actives ;
- une infiltration possiblement concentrée au niveau des racines d'altération ;
- et une infiltration diffuse via la craie fissurée.

Enfin, une première observation a été faite sur les épaisseurs des formations superficielles dans lesquelles ont été observées les racines d'altération : d'une moyenne de 18 mètres, elles sont significativement plus épaisses que celles où aucune structure n'a été observée. Ce point est à vérifier par des campagnes complémentaires. Toutefois, cette observation est cohérente avec les résultats de Valdès (2014) présentés en partie 1 (2.2), suggérant à partir d'analyses géochimiques qu'une épaisseur plus grande d'argiles à silex serait associée à une infiltration plus concentrée.

La structure du système précisée, et les modalités d'infiltration à travers la couverture et la ZNS abordées, le chapitre suivant s'intéresse aux écoulements se produisant en zone noyée via une campagne de traçages artificiels et aux forçages s'exerçant sur le système.

PARTIE 3

—

ETUDE APPROFONDIE DES CONDITIONS AUX LIMITES DU SYSTEME KARSTIQUE DE NORVILLE PAR ESSAIS DE TRACAGES

1.	Introduction	119
2.	Méthodologie d'acquisition et de traitement des données	121
2.1	Traçages	121
2.2	Traitement des données de traçages	124
3.	Analyse multidimensionnelle des relations entre conditions hydrologiques et modélisation	133
3.1	Méthodologie	133
3.2	Assessing the non-linearity of karst response function under variable boundary conditions	138
4.	Compléments sur le fonctionnement hydrologique du système et synthèse	159
4.1	Précisions sur les relations entre variables	159
4.2	Apports d'information complémentaire sur le site	163
4.3	Conclusion intermédiaire	167
2.3	Approches complémentaires et investigations du site	269

1. Introduction

Les études géophysiques présentées en partie précédente ont permis une meilleure caractérisation de la géologie du système, de ses particularités structurales, ainsi que des modes d'infiltration à l'œuvre. L'étape suivante choisie pour poursuivre l'étude du système est l'approche par traçages artificiels, employée pour caractériser le fonctionnement local et les dynamiques de transport au sein du système karstique.

Les traçages artificiels en contexte karstique sont des outils puissants à plus d'un titre. James Quinlan, grand spécialiste d'hydrologie karstique, disait « qu'un traçage vaut mille forages » (*One tracer test better than thousand boreholes*) (in Bakalowicz 2008: Quinlan and Ewers 1985). Il s'agit d'une approche fonctionnelle ; toujours selon Quinlan et Ewers, comme un bassin karstique a beaucoup de caractéristiques communes avec les bassins de surface, des méthodes précédemment employées en rivière, telles que les traçages, font aussi leurs preuves sur les systèmes karstiques. L'étude de l'hydrodynamisme des systèmes karstiques, en particulier appuyée sur des essais de traçages, a été développée dès les années 70-80 (Atkinson et al 1973; Mangin 1974; Lepiller and Mondain 1986) et a continué à être employée par la suite par différentes équipes d'hydrologie karstique dans le monde pour estimer la recharge, les vitesses d'écoulement, la vulnérabilité, ou bien encore estimer et modéliser les écoulements souterrains et les dynamiques de transports (Field 2002; Andreo et al. 2006; Hartmann, Odling, and West 2007; Goldscheider et al. 2008; Field and Leij 2012; Mudarra et al. 2014 parmi beaucoup d'autres). Des analyses multi-traceurs ont été présentées, parfois associées à des modèles numériques (Maurice et al 2006; Morales et al 2010; Gabrovšek and Dreybrodt 2011), par exemple pour estimer la géométrie liée aux flux principaux (Luhmann et al 2012). Certains auteurs ont travaillé sur les paramètres de la réponse impulsionnelle (Morales et al 2007). La complexité et la non-linéarité de ces systèmes karstiques engendrent toutefois des problèmes dans la prévision des DTS à partir des modèles dispersifs basés sur la loi de Fick utilisés pour modéliser le transport dans les milieux poreux et fissurés (Lepiller, 2001). Sur le système karstique de Norville plus particulièrement, plusieurs traçages, fluorescents ou bactériens, ont été réalisés (Massei 2001; Dussart-Baptista et al 2003).

Les traçages sont donc un moyen privilégié d'accéder au fonctionnement d'un système karstique ; c'est pourquoi leur emploi a été choisi pour répondre à plusieurs questions posées dans le cadre de cette thèse : quels sont les forçages qui s'exercent sur un système donné ? Comment inférer l'impact des conditions limites sur le fonctionnement hydrologique ? Est-il possible d'isoler les variables environnementales qui influencent le plus fortement sa réponse (en termes de dynamique de transport)? Est-il possible de prévoir la forme de la réponse du système en fonction de différentes conditions hydrologiques (ou variables environnementales) en tenant en compte la non-linéarité inhérente à la majorité des systèmes karstiques?

Cette partie poursuit donc deux objectifs principaux. Le premier est d'estimer les différentes contraintes qui viennent influencer le fonctionnement hydrodynamique du système karstique et ses propriétés de transport. Le second est de proposer une méthodologie permettant la prévision de la forme de la réponse hydrodynamique obtenue à une source karstique, réponse variable selon les conditions hydrologiques. Pour cela, l'approche choisie a été de s'appuyer sur des données issues de nombreux traçages effectués sur le système de Norville, et de soumettre ces données à différentes analyses statistiques, dans le but de dégager les paramètres clés influençant la réponse.

Si les méthodes statistiques sont employées de longue date en hydrologie karstique, elles ont plus rarement été employées sur des séries de données de traçages. Différents auteurs ont proposé des relations sur les paramètres des courbes de restitution du traceur ou de distribution des temps de séjour, issues d'analyse par régression classique (Worthington and Smart 2003; Morales et al 2007; Bailly-Comte and Pistre 2011).

Dans cette partie, les données issues des traçages sont exploitées par analyse en composantes principales, classification ascendante hiérarchique, et partitionnement par médoides. Les différentes méthodes employées sont décrites en chapitre 2, et les résultats sont présentés en chapitre 3, sous la forme d'une publication scientifique publiée dans *Groundwater* (Duran et al 2015). Un algorithme de régression symbolique y est employé pour établir des relations entre les différentes variables en jeu, ce qui aboutit à une modélisation de la forme de la réponse du système en diverses conditions hydrologiques. Enfin, le quatrième chapitre apporte des précisions sur les apports de cette méthode à la compréhension du fonctionnement hydrodynamique du site, avec les hypothèses qui peuvent être réalisées en s'appuyant sur les analyses précédentes ainsi que quelques remarques critiques.

2. Méthodologie d'acquisition et de traitement des données

2.1 Traçages

2.1.1 Notions de base sur les traçages artificiels

Les expériences de traçages constituent la méthode la plus adaptée et la plus courante pour étudier la migration de substances miscibles dans un aquifère. Les traçages en domaine karstique en particulier sont un moyen privilégié pour déterminer les bassins d'alimentation des sources karstiques, les circulations préférentielles au sein des systèmes ou encore pour prouver la connexion entre un point à la surface et une source spécifique. Ils peuvent également servir à estimer les temps et vitesses de transfert de particules au sein du système et ainsi définir la vulnérabilité des sources karstiques face au risque de pollution des eaux. Les traceurs apportent enfin des informations sur le temps de résidence des eaux souterraines.

Le terme traceur définit une substance ou un caractère spécifique (comme la conductivité ou la température), se déplaçant de concert avec un corps en mouvement, plus particulièrement de l'eau en déplacement (Castany and Margat 1977). Les traceurs peuvent être artificiels ou naturels. On peut en définir quatre types différents (Ford and Williams 2007) : les traceurs artificiels (colorants et sels), les traceurs particuliers (spores, sphères fluorescentes et bactériophages), les traceurs naturels (micro-organismes, ions en solution et isotopes environnementaux), et enfin les traceurs dits « d'impulsion » (impulsions naturelles sur les débits, solutés et sédiments, ou générés artificiellement).

Cette partie s'étant appuyée sur des essais de traçages artificiels, seuls ces derniers seront traités ci-après. Un traçage artificiel consiste à injecter une substance absente initialement du milieu, qui doit rester détectable lorsqu'elle est incorporée dans l'eau, tout en ayant des propriétés physico-chimiques suffisamment proches de l'eau pour ne pas affecter son écoulement (Atkinson and Smart 1979). L'injection se fait en un point précis (doline/bétoire, perte active, forage, ou tout autre point où une connexion avec le réseau karstique serait à prouver par exemple). La mesure du traceur à la source peut se faire, selon le traceur choisi, par des mesures de fluorescence, de conductivité, de teneurs en ions ou éléments chimiques spécifiques, et aboutit au tracé d'une courbe de restitution (généralement, courbe d'évolution de la quantité de traceur dans le temps). Cette courbe présente plusieurs temps caractéristiques :

- le temps d'apparition du traceur ou temps minimal ;
- le temps modal (temps du maximum du pic de concentration) ;
- le temps moyen (temps pour lequel la moitié du traceur est passé au point mesuré).

Un taux de restitution du traceur est calculé et peut donner une indication de l'unicité ou non du point de sortie.

La courbe de restitution permet de calculer la courbe de distribution des temps de séjour (DTS). Elle correspond à la fonction de densité de probabilité qui définit la probabilité qu'à une particule élémentaire de fluide de séjourner dans le système-traceur pendant une durée comprise entre t et dt (Lepiller and Mondain 1986). La DTS est obtenue en normant le flux de traceur par rapport à la masse restituée. Si l'injection est réalisée de manière instantanée, la DTS peut être assimilée à la réponse impulsionnelle de la partie du système étudié, appelé système-traçage (Crochet, 1998). La DTS permet de calculer la moyenne du temps de résidence, la vitesse apparente, ainsi que la variance. Les DTS étant des courbes normées, elles peuvent être comparées entre elles, qu'elles soient issues de traçages sur un même système-traçage, ou sur des systèmes différents. Les DTS varient en fonction des conditions hydrologiques lors de la réalisation de l'essai de traçage (en étiage, la restitution sera plus longue est plus étalée comparée aux conditions de hautes eaux où la réponse sera brève et étroite). Généralement, les conditions jugées favorables à un traçage sont celles où des précipitations suivent l'injection, de manière à avoir une poussée dynamique des traceurs, si toutefois le débit reste relativement constant.

Si le développement d'appareils de mesure in-situ a facilité l'obtention de courbes de restitution de bonne qualité, il faut toutefois garder à l'esprit certains phénomènes qui peuvent venir altérer la mesure et fausser la restitution. Des interférences peuvent se produire et fausser la détection du traceur ; ces interférences sont provoquées par les particules en suspension ou les substances fluorescentes naturellement présentes dans le milieu, le plus souvent, contaminants organiques et matière organique. Pour ces raisons, il est important d'estimer le bruit de fond en réalisant un blanc. En contexte karstique, les sédiments de remplissage (dépôts ou turbidité associée) peuvent aussi adsorber les traceurs fluorescents, entraînant une restitution déficitaire. Enfin, en raison de l'hétérogénéité des aquifères karstiques, les informations apportées par les traçages artificiels ne caractérisent que la partie parcourue par le traceur (Marsaud 1997).

2.1.2 Campagnes de traçages réalisées

Un grand nombre de traçages ont été effectués et rassemblés dans cette étude ; ils proviennent de trois séries campagnes de traçages distinctes :

- 1999-2001 : 4 traçages effectués, dont deux dans des conditions exceptionnelles (crue majeure de 2001) ;
- 2012 : 3 traçages effectués au printemps ;
- 2013 : 14 double traçages (fluorescéine-sulforhodamine) réalisés notamment dans des conditions de variation des conditions de marée (traçages successifs en conditions de marée haute et de marée basse en Seine à proximité de la source étudiée), exemples Figure 83.



Figure 83 : Traçages à la fluorescéine en novembre 2013 (à g.) et à la sulforhodamine en juillet 2013 (à d.), à la perte du Bébec

Le choix des jours et heures d'injection sur la campagne 2013 s'est fait sur plusieurs critères :

- la valeur du coefficient de marée prévu, de façon à couvrir la fourchette la plus large possible de coefficients de marée (vives eaux/mortes eaux), en sélectionnant les jours propices ;
- la prévision de hauteur d'eau en Seine pour un jour donné et une heure donnée, d'après les tables de marée, de manière à pouvoir réaliser des traçages en contexte de marée montante et de marée descendante ;
- la pluviométrie enregistrée, afin de prendre en compte des événements ponctuels forts, des événements étalés dans le temps, et une absence d'événements pluvieux.

Le détail des valeurs des différents paramètres correspondant aux conditions hydrologiques lors des traçages, c'est-à-dire le coefficient de marée, la hauteur en Seine, la pluviométrie cumulée sur sept jours, celle cumulée sur les vingt-quatre heures précédant l'injection et celle cumulée sur les vingt-quatre heures suivant l'injection, ainsi que la piézométrie dans la nappe de la craie et le débit moyen enregistré à la source, est présenté dans le chapitre suivant.

La mesure du passage du traceur à la source a été effectuée à l'aide d'un fluorimètre GGUN, couplé à un datalogger TRMC-5 (Tétraèdre), paramétré de manière à enregistrer automatiquement les fluorescences associées à la fluorescéine et à la sulforhodamine ainsi que la turbidité.

L'injection des traceurs a été réalisée directement dans le ruisseau du Bébec, à proximité de la perte. Les masses injectées étaient de 200 g pour les traçages de la campagne 2013, de 500 g pour la campagne 2012, et variant entre 100 et 1000 g pour la campagne 1999-2001.

2.2 Traitement des données de traçages

2.2.1 Courbes de distribution des temps de séjour

Les traçages simples ont été exploités de manière classique (courbe de restitution, calcul du taux de restitution, des temps caractéristiques, puis de la distribution des temps de séjour). Toutefois, certains traçages ont nécessité un traitement particulier : ceux effectués la même journée à quelques heures d'intervalle (approximativement six heures, afin d'estimer les différences à marée montante ou à marée descendante). L'intervalle entre les deux injections de fluorescéine était alors plus court que la durée de restitution totale du traceur, entraînant une superposition des deux courbes de restitution (Figure 84 haut). Pour pouvoir exploiter les données des deux traçages, une déconvolution a été effectuée sur la courbe de restitution initiale (Figure 84 bas).

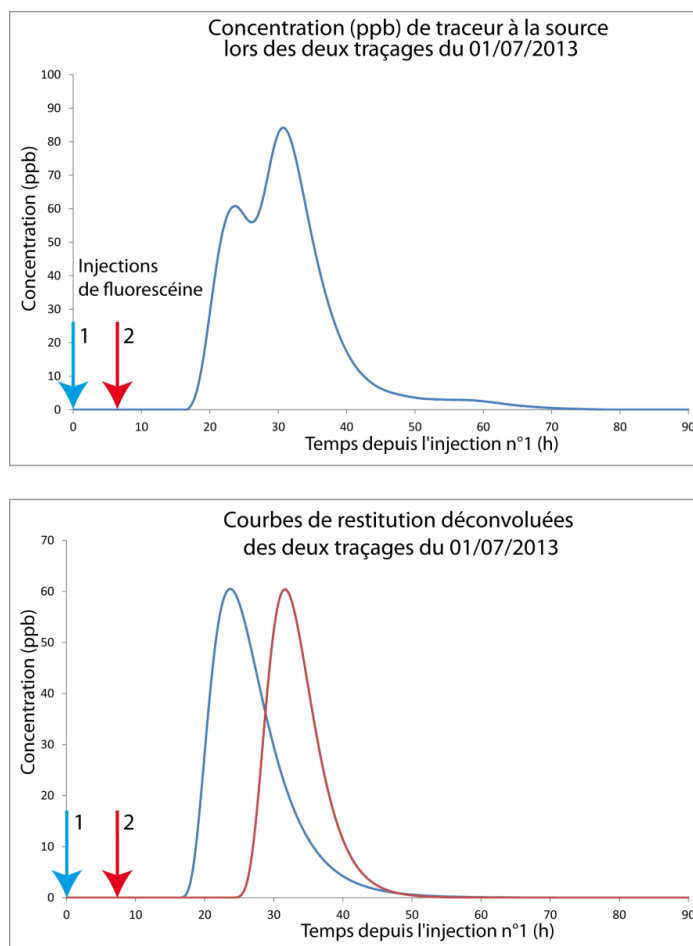


Figure 84 : Courbes de restitution (originale et déconvoluées) des deux traçages effectués le 1er juillet 2013

Pour séparer les courbes de restitution, le logiciel Peakfit_{TM} (v4) a été utilisé, en utilisant la méthode des résidus, associée à des courbes de loi log-normale en amplitude et à quatre paramètres (Équation 10). De cette manière, les éventuels effets de traîne présents dans les courbes de restitution pouvaient être conservés, tout en ne séparant la courbe initiale qu'en deux courbes distinctes, associées aux deux traçages.

Équation 10

$$y = a_0 \exp \left(- \frac{\ln(2) \ln \left(\frac{(x - a_1)(a_3^2 - 1)}{a_2 a_3} + 1 \right)^2}{\ln(a_3)^2} \right)$$

Avec a_0 l'amplitude de la courbe, a_1 son centre, a_2 sa largeur (>0) et a_3 paramètre de forme.

Les courbes de distribution des temps de séjour ont ensuite pu être calculées pour chacune des courbes de restitution (Figure 85). L'observation de cette figure amène quelques remarques sur la distinction des courbes selon le traceur employé :

- des différences en termes d'amplitude de la réponse, plus ou moins importantes, peuvent être notées entre les DTS des traçages à la fluorescéine (en trait plein) et celles des traçages à la sulforhodamine (en pointillés), pour des traçages effectués au même moment ;
- sur certaines courbes, un léger décalage entre les DTS associées à la fluorescéine et à la sulforhodamine entraîne une légère variation des temps caractéristiques.

En considérant maintenant les jours et heures d'injection pour un même traceur, d'autres différences intéressantes apparaissent. Les amplitudes varient fortement pour un traceur injecté dans la même journée à quelques heures d'intervalle, de même que la forme de la réponse. C'est le cas par exemple des deux traçages réalisés le 24 juin 2013 à 10 h (n°1) et à 17 h (n°2), ou pour les traçages du 1^{er} juillet à 15h30 (n°1) et 22h30 (n°2). Ces éléments permettent de faire l'hypothèse d'une influence non négligeable de la marée sur le système karstique.

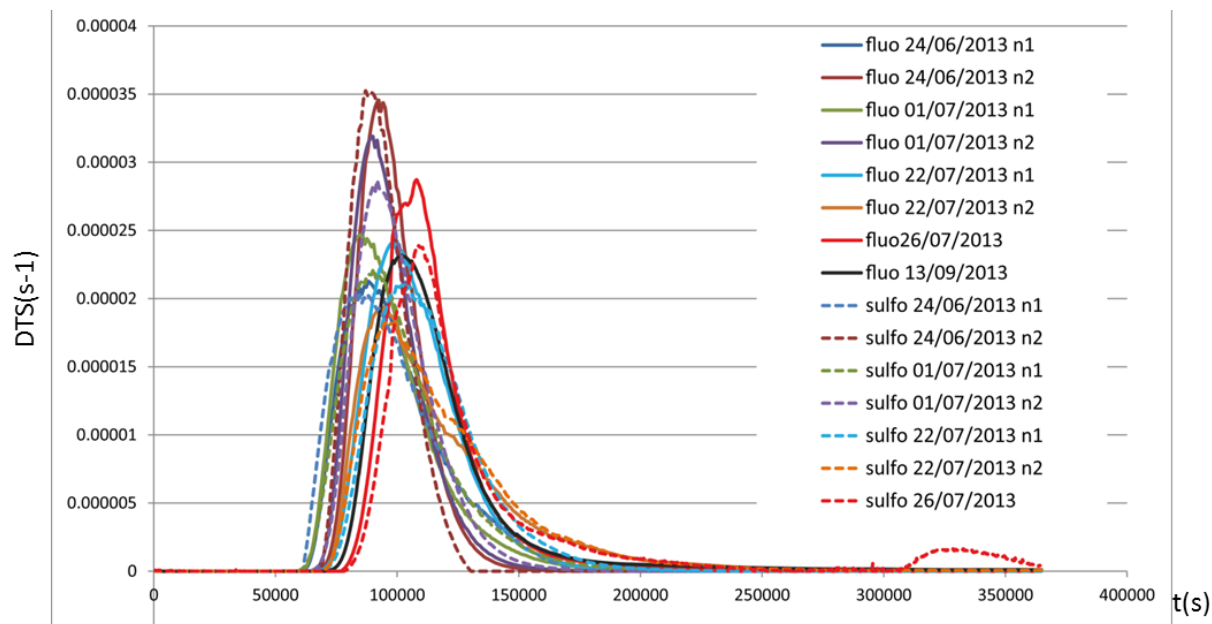


Figure 85 : DTS des traçages effectués en 2013 (fluorescéine et sulforhodamine)

Le taux de restitution des traçages, les temps caractéristiques (temps d'apparition t_{app} , temps modal t_{mod} , temps moyen t_{moy}), les vitesses apparentes associées (vitesse maximale, vitesse moyenne ou de transit associée, et les débits moyens lors des différents traçages sont présentés dans le Tableau 4.

Tableau 4: Résultats des traçages à la fluorescéine, temps et vitesses caractéristiques, débit.

Id	Date	trest (%)	trest (h)	tapp (h)	tmod (h)	t moy (h)	vmax (m/h)	v_moy (m/h)	Qmoy (l/s)
t1	25/10/99	93	59	20	30	32.6	105	64	34.0
t2	17/02/00	99	42	16	22	23.6	131	89	46.7
t3	16/01/01	94	28	13	15	16.5	162	127	64.0
t4	16/01/01	95	30	13	16	17	162	124	63.0
t5	10/05/12	43	70	22	30	32	95	66	34.2
t6	15/05/12	56	85	21	29.5	31	100	68	15.6
t7	24/05/12	42	90	20	33	34	105	62	19.2
t8	24/06/13	32.5	58	17	25	27	124	78	25.1
t9	24/06/13	23.9	24	19	26	27	110	78	25.3
t10	01/07/13	31.1	42	17	24	26	124	81	25.5
t11	01/07/13	25.2	28	18	25	26	116	81	25.5
t12	22/07/13	36.3	36	19	28	29	110	72	36.0
t13	23/07/13	45.4	79	20	26	30	105	70	36.5
t14	26/07/13	50.4	57	19	30	31	110	68	48.1

Les paramètres des distributions des temps de séjour pour les traçages à la fluorescéine sont présentés dans le Tableau 5.

Tableau 5 : Paramètres des DTS initiales

Id	Amplitude	centre	largeur	variance
t1	0.08805	103200	33120	0.58
t2	0.11348	77440	25870	0.59
t3	0.21778	55800	15300	0.49
t4	0.18175	57100	18600	0.43
t5	0.00725	109000	35100	0.13
t6	0.00552	109000	44800	0.14
t7	0.00490	104000	51300	0.07
t8	2.07E-05	87340	40580	0.07
t9	3.42E-05	92860	26230	0.05
t10	2.45E-05	85710	36040	0.06
t11	3.16E-05	89680	29220	0.05
t12	3.16E-05	99350	37990	0.06
t13	1.92E-05	94160	42210	0.07
t14	2.86E-05	106200	30190	0.001

En complément des paramètres de la DTS, une estimation de la dispersivité lors des traçages a été réalisée. Pour cela, les traçages artificiels réalisés ont été assimilés à une injection brève et ponctuelle (Dirac) d'une masse M_0 par unité de section aquifère $A(m^2)$ transversale à l'écoulement, d'une épaisseur e (en m) et d'une largeur a (en m), dans un milieu semi-infini de porosité très élevée ω . La masse de traceur est injectée au temps $t=0$ et au point $x=0$. Le traceur se déplace à la vitesse réelle u dans le milieu (Figure 86). Une approche similaire a déjà été proposée par le passé et appliquée notamment sur le système karstique du Val d'Orléans (Binet et al 2010; Binet et al 2014).

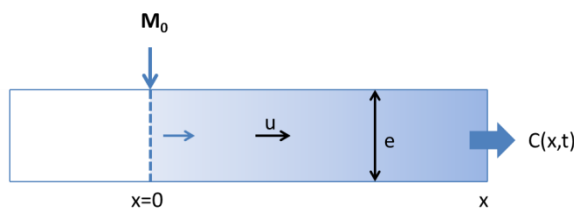


Figure 86 : Schéma du cas considéré pour le traçage artificiel

La solution analytique associée à ce cas théorique est donnée par De Vries (1973) :

$$C(x, t) = \frac{M_0}{A\omega} \left[\frac{2}{\sqrt{4\pi D_L t}} \exp\left(-\frac{(x-ut)^2}{4D_L t}\right) - \frac{u}{2D_L} \exp\left(\frac{ux}{D_L}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{(x+ut)}{\sqrt{4\pi D_L t}}\right) \right] \exp(-\lambda t)$$

Avec : D_L dispersion longitudinale ($D_L = \alpha_L * u$) en m^2/s

λ constante de dégradation en s^{-1}

$C(x,t)$ la concentration du traceur au point x et au temps t .

La résolution a été faite via le logiciel TRAC (Gutierrez et al 2013). Les paramètres connus ont été fixés et l'ajustement entre la courbe de restitution simulée et la courbe de restitution observée a permis d'obtenir la dispersivité alpha pour chaque traçage. Il s'agit donc d'une résolution numérique couplée à une optimisation des paramètres par calage de la courbe simulée avec la courbe observée.

Toutes les simulations présentaient des coefficients d'ajustement supérieurs à 0.98. Toutefois, un léger décalage sur le temps d'apparition (légèrement surestimé) et le temps de disparition (légèrement sous-estimé) est à noter sur certaines simulations (Figure 87). Lorsqu'une superposition parfaite entre courbe simulée et courbe observée n'était pas possible (et aurait nécessité l'ajout d'une seconde courbe), le choix a été fait de privilégier une bonne superposition sur la partie entre l'apparition du traceur et le pic de traceur.

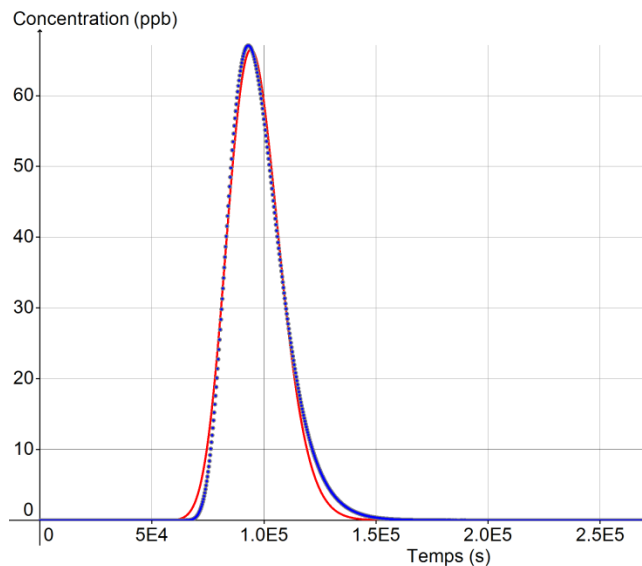


Figure 87 : Simulation de la courbe de restitution du traçage du 24/06/2013

TRAC offre la possibilité de simuler plusieurs courbes, qui convoluées, présentent une meilleure performance pour reproduire la courbe observée ; mais ici, l'objectif étant d'obtenir une valeur unique de alpha, la simulation par le biais d'une seule courbe a été choisie. Les valeurs de dispersivité obtenues pour les différents traçages sont présentées Tableau 6.

Tableau 6 : Dispersivité calculée lors des traçages

id	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
alpha	19	19	13	13	80	56	66	67	24	50	30	41	69	26

2.2.2 Discussion complémentaire sur les paramètres de la DTS et la dispersivité

Dans la littérature, la grande majorité des travaux qui s'intéressent aux paramètres de la réponse d'un système, donnée par un essai de traçage, tentent de fournir des relations empiriques de ses paramètres en fonction du débit, des vitesses ou des temps caractéristiques (Belayachi 1987; Lepiller 2001; Morales et al 2007).

Les figures suivantes présentent certains des paramètres de réponse du traçage tracés en fonction du débit lors du traçage : vitesse moyenne et temps d'apparition du traceur (Figure 88), paramètres de la DTS initiale et aire de la DTS normée (Figure 89) contre le débit.

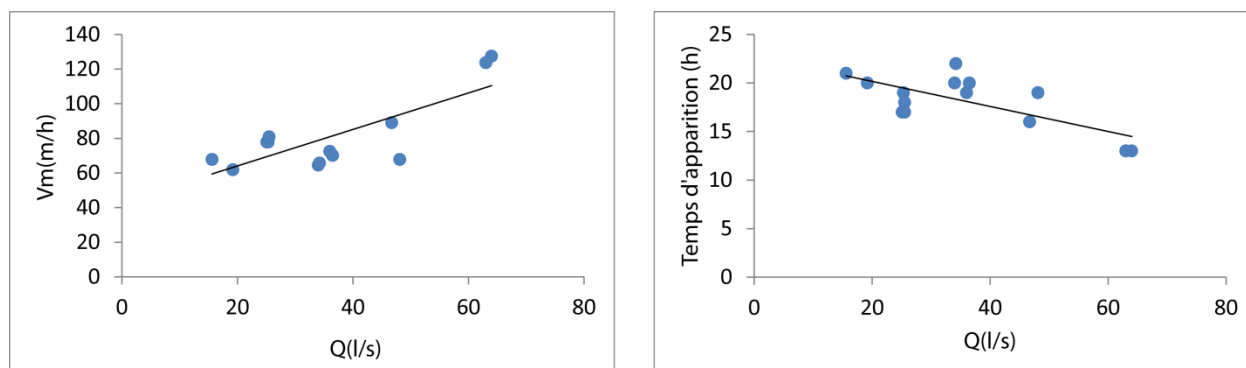


Figure 88 : Vitesse moyenne (en m/h) et temps d'apparition du traceur (h) versus débit (l/s)

Ces courbes montrent une tendance grossièrement linéaire, mais avec des variations notables pour un même débit. Le traceur se déplace plus rapidement en crue, le temps d'apparition est plus court en fort débit.

De la même manière, le temps par rapport à l'injection (centre de la DTS) diminue lorsque le débit augmente, la largeur diminue également, produisant une réponse étroite et rapide. Pour l'amplitude, la tendance linéaire n'est pas claire, avec une séparation nette selon les périodes de traçages effectuées. Cela peut être dû à plusieurs facteurs : un rôle prépondérant de la piézométrie, très différente sur des traçages effectués à plusieurs années d'intervalle.

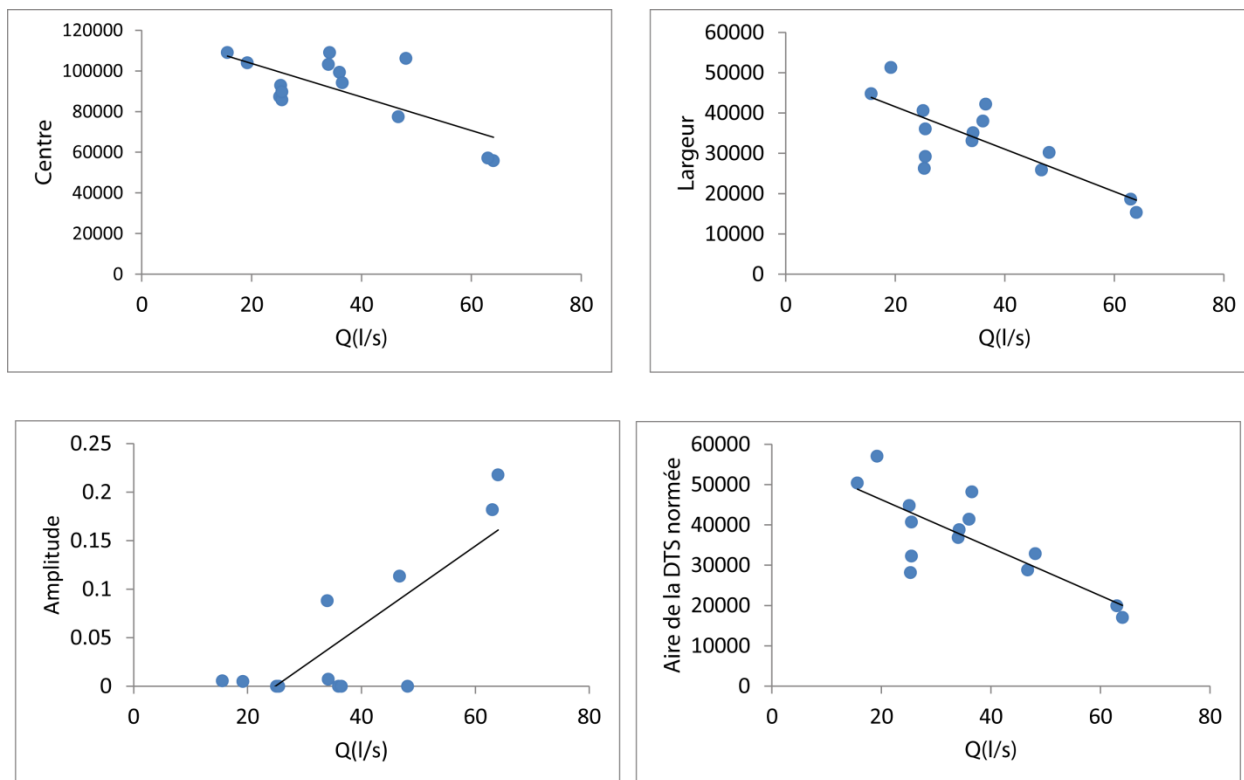


Figure 89 : Paramètres de la DTS initiale et de la DTS normée versus débit (l/s)

En comparant maintenant les valeurs de dispersivité aux valeurs de débit associées (Figure 90), la tendance générale est à la diminution de la dispersivité lorsque le débit augmente, mais on n'observe pas de relation simple liant débit et dispersivité.

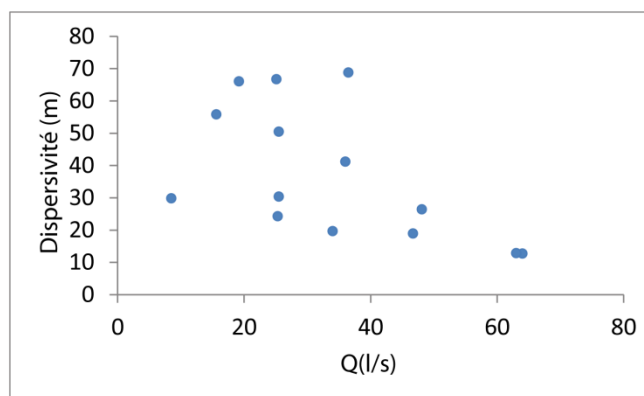


Figure 90 : Dispersivité estimée vs débit moyen

Le débit moyen ne suffit donc pas à expliquer la forme de la réponse du système. D'autres paramètres environnementaux peuvent éventuellement l'influencer, comme la piézométrie (Figure 92) ou l'aval hydraulique via la hauteur en Seine par exemple. Dans le cas de la piézométrie, des tendances générales peuvent être observées, bien que là encore la relation ne soit pas linéaire. Plus la piézométrie est élevée, plus la DTS est étroite, d'amplitude importante et plus le temps d'apparition est court.

La Figure 91 présente la largeur à mi-hauteur de la DTS en fonction de la dispersivité estimée. La relation entre les deux est relativement linéaire. Les graphiques des paramètres de la DTS en fonction de la pluviométrie (cumulée sur sept jours ou vingt-quatre heures), de la hauteur en Seine ou du coefficient de marée sont des nuages de points dont il est plus difficile d'analyser les tendances.

En partant donc des constats suivants : (i) le débit moyen ne suffit pas à expliquer les variations de la forme de la réponse, (ii) des tendances peuvent être observées entre la forme de la réponse et certaines variables « environnementales » - comme la piézométrie, tandis que d'autres, supposées avoir un impact, ne montrent pas de tendance forte et (iii) la réponse du système présente une non-linéarité importante, une approche de travail a été mise au point, impliquant différentes méthodes statistiques, afin d'étudier la non-linéarité du système par rapport à ses conditions aux limites. Ces travaux sont présentés dans le chapitre suivant.

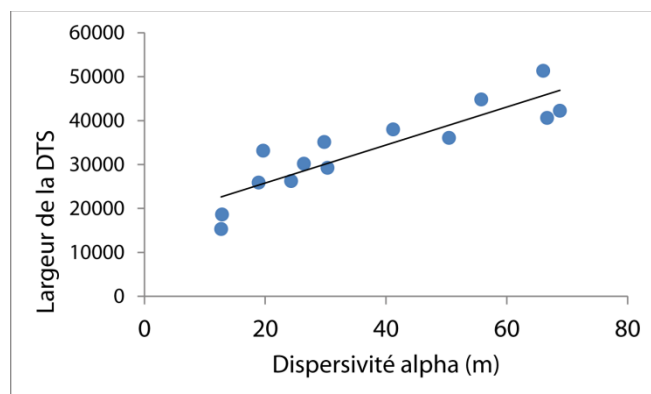


Figure 91 : Largeur de la DTS versus dispersivité

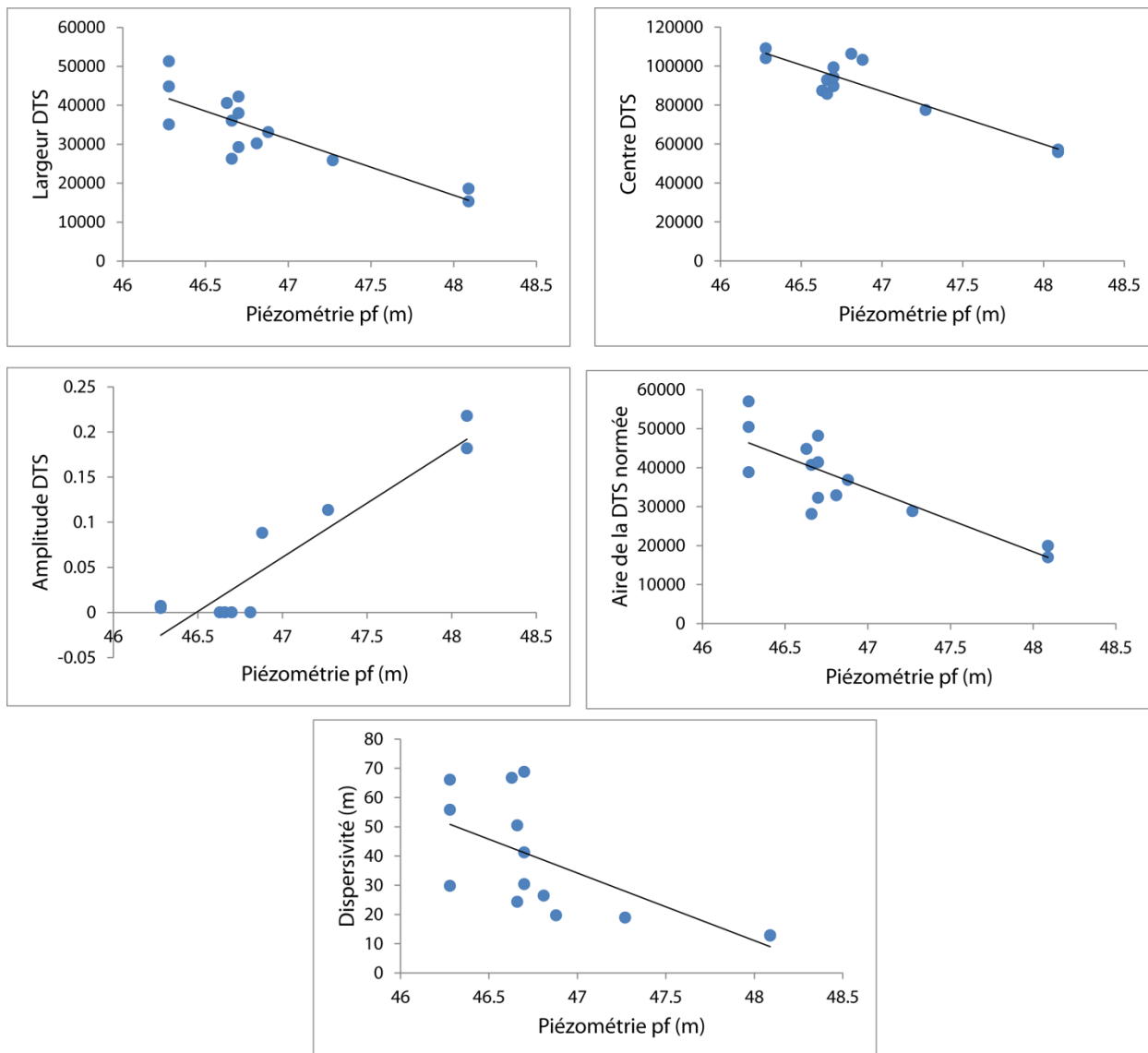


Figure 92 : Paramètres des DTS en fonction de la piézométrie dans la nappe de la craie

3. Analyse multidimensionnelle des relations entre conditions hydrologiques et modélisation

Ce chapitre se propose d'étudier plus en détail les différentes variables susceptibles d'influencer la forme de la réponse du système karstique, d'estimer leurs importances respectives. L'objectif est de déterminer, à l'aide de méthodes statistiques, quels sont les forçages qui s'exercent sur le système étudié, et si des relations peuvent être établies entre la forme de la réponse et les paramètres environnementaux, en prenant en compte la forte non-linéarité mise en évidence dans le chapitre précédent. Dans un deuxième temps, une tentative de simulation de la réponse est effectuée dans différentes conditions hydrologiques. Ce chapitre est écrit en partie sous la forme d'un article scientifique synthétique en anglais, article publié dans le journal scientifique *Groundwater* (Duran et al 2015).

3.1 Méthodologie

Plusieurs méthodes d'analyse statistiques ont été employées afin d'estimer les paramètres les plus importants pour les relations entre variables environnementales et variables qui caractérisent la réponse du système. La possibilité de relations relativement linéaires entre ces paramètres a notamment été estimée par ACP. Un autre objectif était d'étudier les similitudes entre les traçages, quels groupes pouvaient être constitués et quelles caractéristiques hydrologiques dominantes auraient ces groupes. Pour cela, l'approche a été de rechercher les partitionnements possibles en groupes d'individus (traçages), et de tenter d'interpréter les groupes obtenus en termes de réaction spécifique à un contexte hydrologique défini. Dans cette partie, les méthodes employées sont introduites brièvement ; les résultats sont eux présentés dans le chapitre suivant.

3.1.1 L'Analyse en Composantes Principales (ACP)

L'ACP est une méthode statistique multivariée, utilisées pour décrire la proximité entre individus d'une population statistique sur laquelle différentes variables quantitatives ou qualitatives ont été mesurées ; elle permet aussi de mettre en évidence des relations linéaires entre les variables. L'ACP est une technique couramment utilisée en hydrologie, et en hydrologie karstique (Mudry 1991; Bakalowicz 1997; Join et al 1997; Helena et al 2000; Plagnes 2000; Motelay-Massei et al 2003; Valdes et al 2005; Fournier et al 2007a; Moore et al 2009).

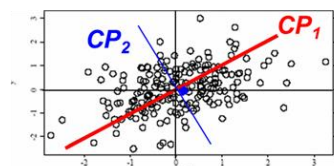
L'objectif de cette méthode est de représenter au mieux des observations (X_j variables) dans un espace plus réduit (concentration de l'information, description de la variabilité dans un espace plus réduit). Elle comporte trois étapes principales (illustrées en Figure 93):

- identifier les variables ou combinaisons de variables (centrées et réduites) selon lesquelles les N individus se différencient le plus : c'est l'identification des « composantes principales » (CP) qui déterminent l'essentiel de la différence entre individus (variance). Ces axes factoriels sont définis par des vecteurs propres (les directions du nuage d'informations) et des valeurs propres (part de variance/d'information du nuage prise en compte par l'axe) ;
- faire la typologie des individus (examiner leur position selon ces composantes principales), après projection sur le plan factoriel associé ; identifier les individus qui contribuent positivement ou négativement et si des groupes d'individus peuvent être observés ;
- faire la typologie des variables (examiner la position des variables selon les composantes principales) après projection sur le plan factoriel associé ; identifier les variables qui contribuent positivement ou négativement et si des groupes de variables peuvent être observés.

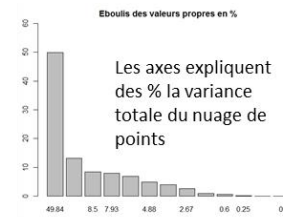
1

	X_1	X_2	...	X_i	...	X_p
ind 1	X_{11}	X_{12}	...	X_{1i}	...	X_{1p}
ind 2	X_{21}	X_{22}	...	X_{2i}	...	X_{2p}
...
ind i	X_{i1}	X_{i2}	...	X_{ij}	...	X_{ip}
...
ind n	X_{n1}	X_{n2}	...	X_{ni}	...	X_{np}

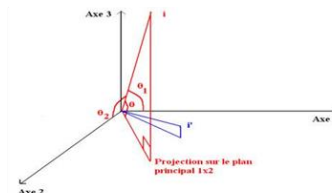
Tableau variables/individus



Recherche des axes factoriels (composantes principales)

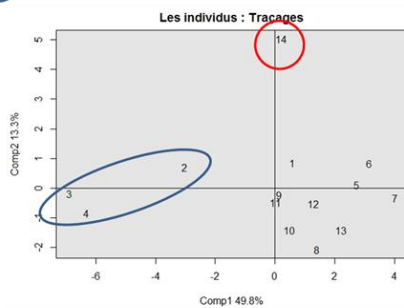


Choix des facteurs



Projections dans les plans factoriels retenus (F1-F2, F2-F3, F1-F3,...)

2 Typologie des individus



3 Typologie des variables

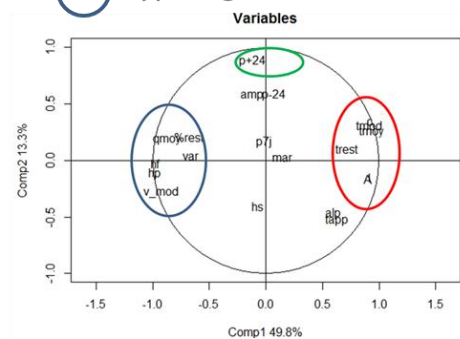


Figure 93 : Illustration des étapes de réalisation d'une ACP

3.1.2 Classification ascendante hiérarchique (CAH)

Il s'agit d'une méthode de classification automatique visant à classer des individus ayant des comportements similaires sur un ensemble de variables. Après un calcul de dissimilarité entre les objets, à chaque étape une partition est créée en agrégeant deux à deux les éléments (individus ou groupes d'individus) les plus proches. Le processus se répète jusqu'à ce que tous les objets soient regroupés. Le résultat final est présenté sous la forme d'un dendrogramme, c'est-à-dire un arbre binaire de classification (Figure 94). Le choix d'une partition particulière se fait en tronquant l'arbre à un niveau donné, choisi par l'utilisateur.

Plusieurs méthodes d'agrégation sont possibles : méthode de Ward (inertie ou variance), lien complet, simple, flexible, moyen... Le choix d'une métrique précise (distance euclidienne, distance du χ^2 , dissimilarité de Pearson ...) permet de définir différentes distances entre objets.

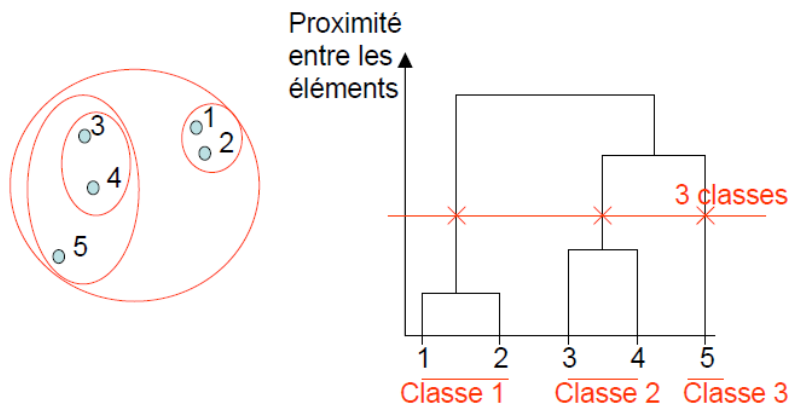


Figure 94 : Principe de la CAH

Les groupes significativement différents peuvent ensuite être vérifiés par différents tests tels que les tests post-hoc de Kruskal-Wallis ou de Tukey.

3.1.3 Partitionnement autour de médoïdes

L'algorithme de Partitionnement Autour de Médoïdes (PAM) a été proposé par Kaufman and Rousseeuw (1990). Il cartographie une matrice de distance en k objets, appelés médoïdes. Un médoïde est un objet tel que la dissimilarité moyennes entre tous les individus du cluster soit minimale. Dans la littérature, ce type d'objet représentatif est appelé un centrotupe. Après avoir déterminé le jeu de médoïdes adapté, chaque individu du jeu de données est assigné au médoïde le plus proche.

Une propriété intéressante de cet algorithme est de pouvoir grouper les individus selon différentes matrices de distance. Comparable à l'algorithme des k-moyennes, le PAM a des propriétés supplémentaires :

- il opère sur une matrice de dissimilarité fournie, ou bien calcule cette matrice à partir des données fournies ;
- il est plus robuste, car il minimise la somme des dissimilarités au lieu de la somme des carrés des distances euclidiennes ;
- il fournit une présentation graphique des résultats, sous la forme d'un graphique de silhouette, qui permet à l'utilisateur de choisir le nombre optimal de groupes (clusters).

3.1.4 Régression symbolique

La régression symbolique est une méthode établie sur les calculs évolutifs pour rechercher des expressions mathématiques tout en minimisant l'erreur (Schmidt and Lipson 2009). La méthode de régression symbolique recherche simultanément paramètres et équations. Dans un premier temps, des équations initiales sont formées en combinant au hasard différents opérateurs mathématiques {+, -, ÷, ×}, des fonctions analytiques, des constantes... De nouvelles équations sont formées ensuite en recombinaison des équations précédentes, et l'algorithme sélectionne celles qui obtiennent les meilleures performances (et écarte celles qui représentent moins correctement les données), et ainsi de suite jusqu'à un test d'arrêt soit satisfait. De cette manière, le jeu d'équations obtenu est celui qui a le plus de chance de prendre en compte les mécanismes sous-jacents du système observé.

La régression symbolique retrouve facilement les équations explicites et différentielles ; pour faire apparaître les lois de conservation et les équations invariantes le problème est un peu plus complexe. La difficulté est de parvenir à une loi qui soit fonction de l'état du système, avec un sens physique, en écartant les relations triviales, qui sont très nombreuses. Pour discriminer une équation cohérente physiquement d'une équation triviale, un principe plus robuste que l'invariance doit être employé ; l'équation retenue doit être capable de prédire les relations entre les dynamiques internes du système. Pour cela, l'équation de conservation doit être capable de prédire les connexions entre les dérivées des groupes de variables par rapport au temps. Par exemple, dans un système à deux dimensions avec deux variables mesurées $x(t)$ et $y(t)$, on considère le système de dérivées partielles estimé à partir des données temporelles :

Équation 11

$$\frac{x'}{y'} \approx \frac{\Delta x}{\Delta y} ; \frac{y'}{x'} \approx \frac{\Delta y}{\Delta x}$$

De la même manière, en considérant une équation de loi de conservation $f(x,y)$, on peut dériver les mêmes valeurs, mais des variables de la fonction cette fois ci :

Équation 12

$$\left(\frac{df}{dy}\right)/\left(\frac{df}{dx}\right) \approx \frac{dx}{dy} \text{ et } \left(\frac{df}{dx}\right)/\left(\frac{df}{dy}\right) \approx \frac{dy}{dx}$$

On peut alors comparer les valeurs $\Delta x/\Delta y$ issues des données expérimentales avec les valeurs issues de la dérivation de l'équation $f(x,y)$ issue de l'algorithme dx/dy , afin de mesurer sa performance dans les prévisions des relations intrinsèques au système.

L'algorithme de régression symbolique a été testé sur différents problèmes physiques, et a retrouvé avec succès les lois de conservation de l'énergie non linéaires, les lois de Newton, des invariants géométriques, des variétés différentielles dans des systèmes synthétiques et physiques, sans aucune connaissance préalable de la physique du système, de sa géométrie, ou des dynamiques impliquées. Les relations mises en évidence peuvent ensuite être interprétées et ainsi aider à la compréhension des phénomènes physiques sous-jacents.

Le principe de la méthode de régression symbolique est résumé Figure 95.

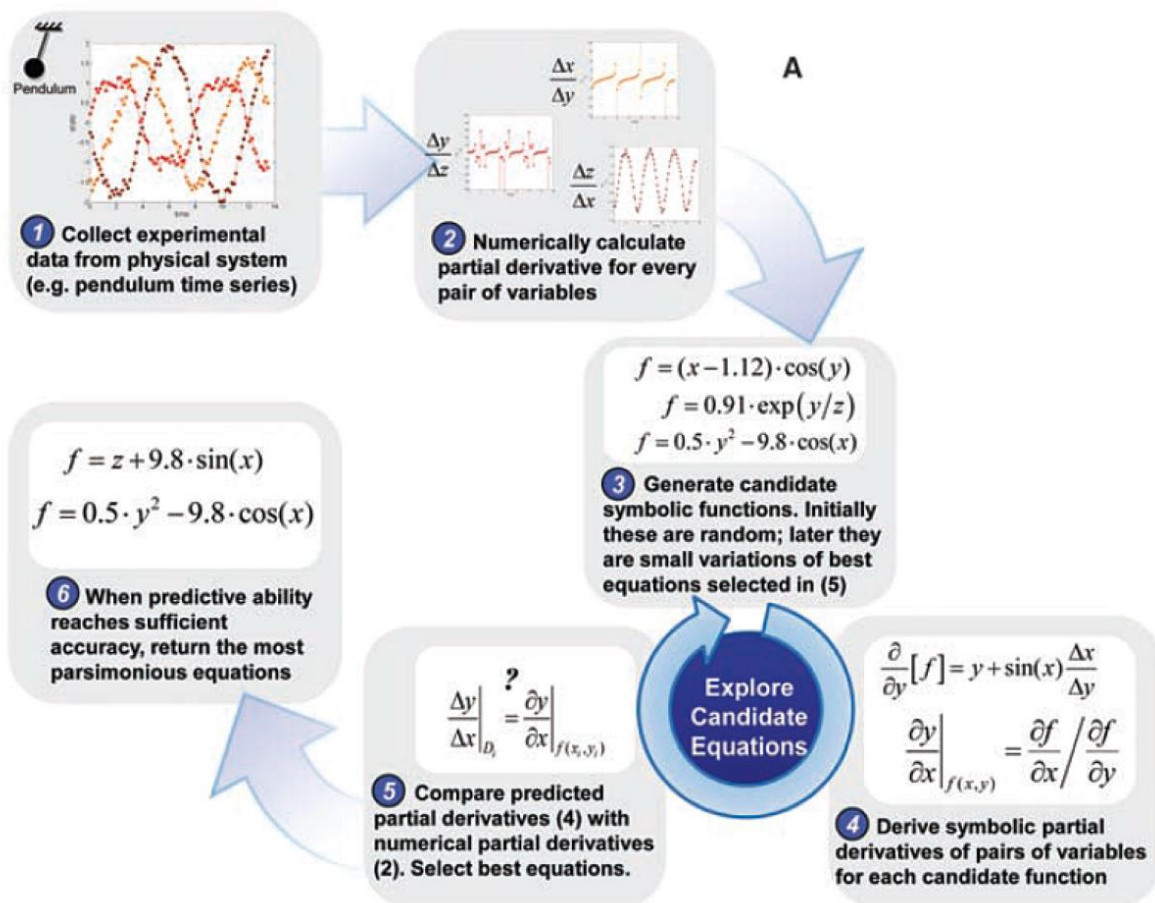


Figure 95 : Principe de l'algorithme de régression symbolique (Schmidt and Lipson 2009)

3.2 Assessing the non-linearity of karst response function under variable boundary conditions

Résumé en français

La réponse d'un système karstique à un événement ponctuel (précipitations brèves, essais de traçages, assimilés à un Dirac), est souvent complexe et non linéaire, notamment à cause de l'hétérogénéité de ces systèmes, de leur forte transmissivité ainsi que des connexions plus ou moins rapides et inconnues avec la surface. Les systèmes karstiques sont très sensibles aux modifications de leurs conditions aux limites. Le but de cette étude est de caractériser les variations de la forme de la réponse en fonction des paramètres hydrologiques en amont et en aval du système étudié, en proposant pour cela une méthodologie aboutissant à la simulation de la réponse du système karstique en fonction des paramètres étudiés.

Une campagne de traçages artificiels a été réalisée dans des conditions hydrologiques variées (pluviométrie variée, conditions de marée haute ou basse, hautes eaux ou mortes eaux, niveau piézométrique), afin d'estimer l'impact de la variation de ces paramètres sur la réponse du système. Différentes méthodes statistiques (Analyse en Composantes Principales, partitionnements) ont été appliquées sur les différentes variables (celles caractérisant la réponse du système, notamment les paramètres caractéristiques de la distribution des temps de séjour (DTS); et celles caractérisant les conditions hydrologiques (variables « de forçage »). Un algorithme de régression symbolique a été utilisé afin de déterminer des équations reliant les paramètres de la DTS avec les variables les plus pertinentes mises en avant par l'ACP. L'algorithme permet de déterminer les variables les plus utiles au calcul des paramètres de sortie : ici l'influence de la piézométrie dans la nappe, celle de la pluviométrie cumulée avant l'injection du traceur et celle des paramètres de marée sont prédominantes. Les équations issues de l'algorithme ont ensuite été utilisées pour modéliser la réponse du système karstique selon différentes conditions hydrologiques. Une validation du modèle a été effectuée sur un traçage de contrôle. Cette nouvelle approche de modélisation pourrait être employée à des fins de gestion de la ressource en eau dans le karst, notamment en prévision de risque de pollutions de ces aquifères.

Abstract

The hydraulic and transfer response of karst aquifers is complex and often highly non-linear: due to their high transmissivity and connection with the surface, such systems are very sensitive to modifications of their boundary conditions. The aim of this study was to assess the variation of the response depending on both upstream and downstream parameters, and propose a methodology to simulate the response of the karst system depending on those parameters.

The impact of the variations of multiple environmental parameters on the response of a karstic system submitted to tidal variations (in Normandy, France) was investigated after a campaign of artificial tracer tests acquired in very different hydrologic conditions (rainfall events, low tide, high tide, low/high piezometric level, low/high waters). Principal components analysis and hierarchical clustering were applied on both environmental variables and karstic system response variables (parameters of the Residence Time Distribution (RTD) curves). Equations between the RTD parameters and the most relevant variables were established using a symbolic regression algorithm. It appeared that the variations of the RTD parameters depend mainly on the cumulated rainfall preceding the injection, the piezometric level of the aquifer, and on the tide parameters. The hydraulic conditions downstream of the aquifer have a strong influence on the hydraulic and transfer response of the aquifer. The response of the aquifer in various and extreme conditions have been simulated using the equations resulting from the symbolic regression algorithm. Such relationships can be useful for management of water resources in karst media, and support decision making.

3.2.1 Introduction

Karstic aquifers represent 25% of the water resources worldwide (Ford and Williams 2007), and are vulnerable to pollution, especially in regard of the high flow velocities in the conduits. Therefore, comprehension of those systems and the study of their vulnerability is a major stake in the management of the water resource. Tracer tests are a privileged way to understand flow dynamics and transport mechanisms of karst systems (Quinlan and Ewers 1985; Bakalowicz 2005). The transfer mainly depends on the organization of the conduit network and on the degree of karstification of the system, and tracer tests can enable characterization of the range and connectivity of karstic conduits and aquifer heterogeneity (Maurice et al 2006; Luhmann et al 2012; Lauber et al 2013). The study of the apparent velocity of the tracer can give some clues about the structure of the system (Dörfliger 2010). Commonly, one or two tracer tests are carried out. Still, the response of the system (characterized by the breakthrough curve (BTC) and the Residence Time Distribution (RTD)) changes significantly depending on the hydrologic conditions during the tracer test. In order to fully characterize the functioning of a karstic system, tracer tests should ideally be carried out in different hydrologic conditions such as: low, medium and high seasons, during rainfall events, variations of the water table. The transport variations in low flows and high flows have been investigated (Larocque et al 1998; Göppert and Goldscheider 2008; Morales et al 2010), as well as the impact of other components of the surface system like vegetation, nature of soils has been studied by simulation (Doummar et al 2012). Some relationships for travel time have been estimated from tracer tests including rainfall events (Morales et al 2007). In this study we propose to assess the impact of multiple boundary conditions (including downstream control) on the response of a karstic aquifer based on a combination of 1- multivariate statistical analyses of tracer test results acquired on the same karstic system under varying hydrologic conditions 2- the modeling of the complex relationships between all variables using a machine learning technique called symbolic regression.

3.2.2 Study site and tracer tests

3.2.2.1 The Norville karstic system

The Norville karst system is located in Normandy (France), near the Seine River and between Rouen and Le Havre (Figure 96). The site has been studied since 1999 (Massei et al 2002; Massei et al 2003; Dussart-Baptista et al 2003; Fournier et al 2008). It is part of a national observation network on karstic systems of the French National Center for Scientific Research (CNRS). Karst aquifers in Normandy are of great strategic importance for the drinking water supply.

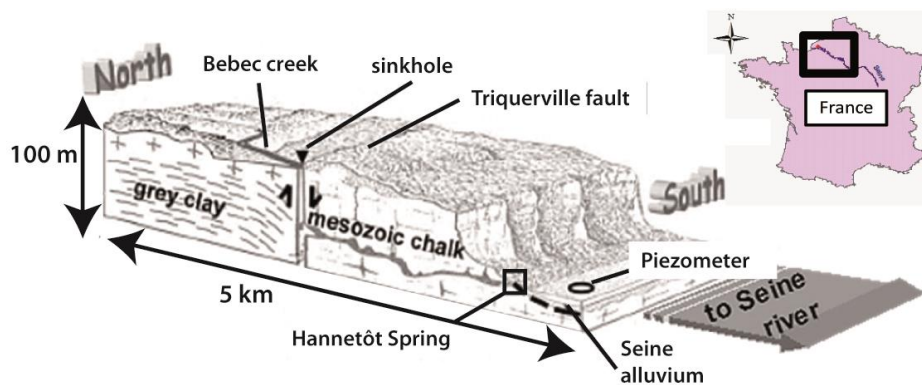


Figure 96 : Norville karstic system (modified from Massei, 2003)

The geology and geomorphology of the site is characteristic of the upper Normandy: the Seine River cuts deeply into chalk plateaus. An aquifer takes place in those formations than can be variously karstified. On the top of these Mesozoic chalks layer, the weathered chalk has formed a clay with flint layers, quite impervious, and in some places covered with quaternary silts. Swallow holes are penetrating the clay and chalk layers: the infiltration of water into the karstified chalk aquifer can be very quick. More locally, a N70E fault affects the site with a net slip of 120 meters. South to the fault, the formations are the ones described before, while North to the fault, cretaceous layers of clay alternate with sand formations.

The Norville study site is a sinkhole-spring system: upstream, the small Bébec river drains a watershed of 10 km², before infiltrating into the ground when reaching the Triquerville fault (Figure 96). The Bébec discharge has an important variability, from 5 l/s during low flow up to 400 l/s after storms events. Downstream, the perennial Hanneôt spring, at the bottom of the chalk cliffs, has been proved to be the resurgence of the Bébec River with multiple tracer tests. Karstic conduits are also likely to be found within the chalk aquifer between the spring and the Seine River, underneath alluvial aquifer; hence a hydraulic connection between the karstic aquifer and the Seine River cannot be excluded (Fournier et al 2008). The variations of the level of a piezometer located south of the Seine, in the same chalk layer, are correlated to the variations at the spring (Fournier et al 2008).

3.2.2.2 Tracer tests

The fourteen tracer tests used in this study cover various environmental conditions: low flows/medium flows/high flows, time within the hydrologic cycle, piezometric level downstream of the system, rainfall events, low tide, high tide (at the time of the peak of tracer). The summary of the conditions under which each test was applied is presented in table 1 and table 2. As an example, the breakthrough curve of the tracer test n°10 is presented in Figure 97, as well as the Residence Time Distribution curve.

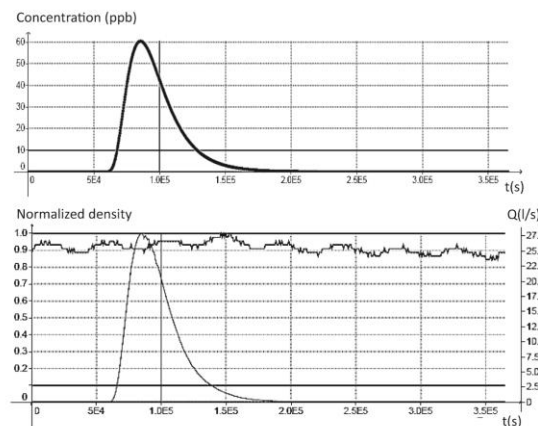


Figure 97 : Breakthrough curve (tracer test n°10, 200 g of fluoresceine).

The discharge measurements during the tests had a 5 min time step, and a low variability (standard deviation inferior to 1, except in one case where the variation was still less than 10% of the mean discharge).

When close injections of tracer lead to overlapping curves, it was necessary to deconvolute the BTC, using (using PeakFit 4.0, SPSS Inc.). Then the analysis of the tracer tests was conducted with the TRAC software, released by the BRGM (Klinka et al 2012) to obtain the recovery rate, the RTD curves, the characteristic times and velocities. As the discharge data were not constant, it was important to consider the hypothesis of a non-stationary system with a constant volume, as convolutions from the relations between the impulse responses and the hydrodynamic conditions in time-dependent systems are allowed under special conditions (Dzikowski 1995). The TRAC software takes into account the variations of the discharge using convolution. A modeling was made in order to estimate the dispersivity alpha. The chosen model for simulation was 1 dimension, with an instantaneous injection, in a semi-infinite medium with constant dispersion. Parameters were fixed in each simulation: porosity was chosen to be 0.9 in order to account for the high transmissivity in the conduits possibly including sediments fillings, common in the region (Rodet et al 2006). The diameter and length of conduits were determined from previous tests and were consistent with estimation of the volume of the system. Other parameters like velocities were calibrated by optimization of the parameters, fitting the simulated BTC with the observed BTC. Fixing the known parameters and using the numerical optimization of the system, the dispersivity could be determined, by letting the hydrodispersive u and α vary.

The average adjustment coefficient on the tracer tests was 0.98. All the resulting parameters describing the response of the karstic system are presented Table 3. The RTDs were normalized. They present some important variations like the time of the peak, some tailing effect, and variations in width (Figure 98).

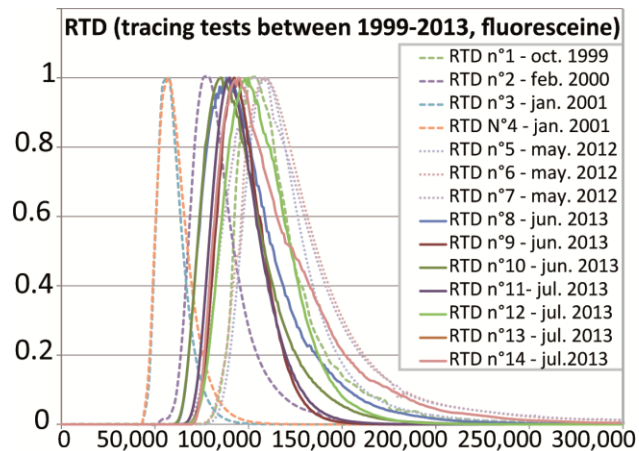


Figure 98 : Normalized Residence Time Distribution curves

3.2.3 Methods

3.2.3.1 Principal Components Analysis (PCA)

The principal components analysis method is a multivariate statistical technique. It is used to describe some vicinity between individuals in a statistical population on which several quantitative characteristics have been measured, and also to investigate some linear relationships between variables. It is commonly used to interpret hydrogeological data (Bakalowicz 1997; Join et al 1997; Helena et al 2000; Motelay-Massei et al 2003; Fournier et al 2007a; Moore et al 2009) .

The individuals of the PCA are the tracer tests conducted on the study site. The selected variables are of two types. The first type corresponds to environmental variables and can be considered as boundary conditions of the karst aquifer (Table 1): upstream boundaries with the precipitation, downstream boundaries, with the piezometric level in the aquifer, the tide coefficient, the level of the river; the summary of conditions applying for each tracer test is presented in Table 2. The second type is composed by variables related to the tracer test: recovery rate, characteristic times, dispersivity, RTD parameters (Table 3).

In this region, the surface runoff triggering is controlled by rainfall events on a period of time (70 mm during the 7 to 10 days) followed by a punctual event (of 10 to 15 mm in one day) (Richet and Helloco 2009). So the cumulated rainfall on seven days and the cumulated rainfall the day preceding the injection of tracer were chosen as parameters for the PCA. The cumulated rainfall during the day after the injection was also included, to consider the influence of rainfall preceding shortly the tracer test at a close range.

Tableau 7 : Table 1. Environmental parameters for each of the 14 tracer tests

(hS (m), level of the Seine River; hc (m) piezometric level within the chalk aquifer; tc tide coefficient; P7d cumulated rainfall during the week before the injection (mm); P-24, rainfall the day before the injection (mm); P+24, rainfall the day after the injection (mm); Qm, mean discharge (l/s)).

N°	hS	hc	tc	P7d	P-24	P+24	Qm
1	5.6	46.88	108	28	2	0	34.1
2	5.9	47.27	74.5	37	9	8	46.7
3	7.0	48.09	68.5	28	0	0	64
4	5.1	48.09	68.5	28	0	0	63
5	5.6	46.28	69	21	0.9	0.8	34.2
6	5.6	46.28	56	9.3	6.7	0.3	41.02
7	5.6	46.28	67	2.7	0	0	31.2
8	8.2	46.63	105	16.7	0.1	0.1	25.5
9	3.5	46.66	105	16.7	0.1	0.1	25.3
10	6.9	46.66	47	3.34	0	0	25.5
11	3.8	46.7	47	3.34	0	0	25.5
12	8.4	46.7	106	2.9	2.9	1.5	36.0
13	3.5	46.7	107	4.5	1.6	0.1	36.5
14	3.5	46.81	89	11.9	4.4	14	48.0

Tableau 8 : Table 2. Summary of conditions applying for each tracer test (numbered from 1 to 14)

Conditions	Tracer tests
Low piezometric level	5 ; 6 ; 7
Media piezometric level	1 ; 8 ; 9 ; 10 to 14
High piezometric level	2 ; 3 ; 4 ;
High tide coefficients	1 ; 2 ; 8 ; 9 ; 12 ; 13 ; 14
Low tide coefficients	6 ; 10 ; 11
Low tide (hS)	4 ; 9 ; 11 ; 13 ; 14
High tide (hS)	3 ; 10 ; 12
Following rainy period	1 ; 2 ; 3 ; 4 ; 5 ; 8 ; 9
Following « dry » period	7 ; 10 ; 11 ; 12 ; 13
Rain during test	2 ; 14

Tableau 9 : Table 3. : Parameters of the response of the aquifer for each tracer test

Table 3a: recovery rate (%rec), time of recovery in h (tr), time of detection or appearance in h (tapp), modal time in h (tmod), mean time in h (tm), the modal velocity in m/h (vmod),

Table 3b: the dispersivity alpha in m (alp), the parameters of the RTD curve (Area A, center c, and width l), and the mean discharge (Qm)

3a	%rec	tr	tapp	tmod	tm	vmod
1	93	59	20	30	32.6	67
2	99	42	16	22	23.6	93
3	94	28	13	15	16.5	133
4	95	30	13	16	17	129
5	43	70	22	30	32	73
6	56	85	21	30	31	75
7	42	90	20	33	34	65
8	33	58	17	25	27	86
9	24	24	19	26	27	82
10	31	42	17	24	26	89
11	25	28	18	25	26	84
12	36	36	19	28	29	73
13	45	79	20	26	30	80
14	50	57	22	30	31	70

3b	Qm	C	I	Area	alp
1	34	103200	33120	36850	20
2	48	77440	25870	28820	19
3	64	55800	15300	17000	13
4	63	57100	18600	19900	13
5	34	109000	35100	38800	30
6	41	109000	44800	50400	56
7	32	104000	51300	57000	66
8	26	87340	40580	44800	67
9	25	92860	26230	28130	24
10	25	85710	36040	40680	50
11	25	89680	29220	32260	30
12	36	99350	37990	41370	41
13	37	94160	42210	48180	69
14	48	106200	30190	32860	26

3.2.3.2 Partitioning around medoids, Hierarchical clustering

The hierarchical clustering is a statistical technique used to form groups between samples that have items showing a higher correlation between each other. It is a more robust version of K-means, because it minimizes a sum of dissimilarities instead of a sum of squared Euclidian distances (Reynolds et al 2006). It has already been used to study the transport modalities within karstic systems (Fournier et al. 2007). Here, an agglomerative method with Ward algorithm (maximizing inter-class inertia, in order to obtain compact, spherical clusters) has been used. In order to find the optimal number of clusters, partitioning around medoids has been performed on hierarchical clustering (HC) results. The Kruskal Wallis post-hoc test and Tukey's post-hoc tests were then used to determine which groups were significantly different (Saporta 2011). Those tests were also useful to determine which environmental variables were more relevant to explain the structuration of the data. Those variables were then used to attempt to model the response of the system.

3.2.3.3 Modeling the relationships between variables using symbolic regression

Once the more relevant variables had been identified and the partitioning of the data studied, the aim was to find some relations between the variables, especially between the environmental variables and the RTD variables. For that purpose we used the Eureqa software able to test a high number of possible relations between several variables (Version 0.98 beta). Its functioning is based on a machine learning technique called Symbolic Regression to assess the intrinsic relationships in data and explain them as simple equations that can be used afterward to create predictions (Schmidt and Lipson 2009). Symbolic regression is an established method based on evolutionary computation for searching the space of mathematical expressions while minimizing various error metrics. Unlike traditional linear and nonlinear regression methods that fit parameters to an equation of a given form, symbolic regression searches both the parameters and the form of equations simultaneously. Initial expressions are formed by combining mathematical building blocks such as algebraic operators, analytical functions, constants, and state variables. New equations are formed by recombining previous equations and probabilistically varying their subexpressions. The algorithm retains equations that model the experimental data better than others. After equations reach a desired level of accuracy, the algorithm terminates, returning a set of equations that are most likely to correspond to the intrinsic mechanisms underlying the observed system. Yet, before obtaining the relationships between the variables, one of the interests was to identify more precisely which variables were relevant in the estimation of one particular parameter, as the algorithm calculates as many equations changing the nature and the number of variables implied as necessary to meet the expected performance of simulation.

3.2.4 Results and Discussion

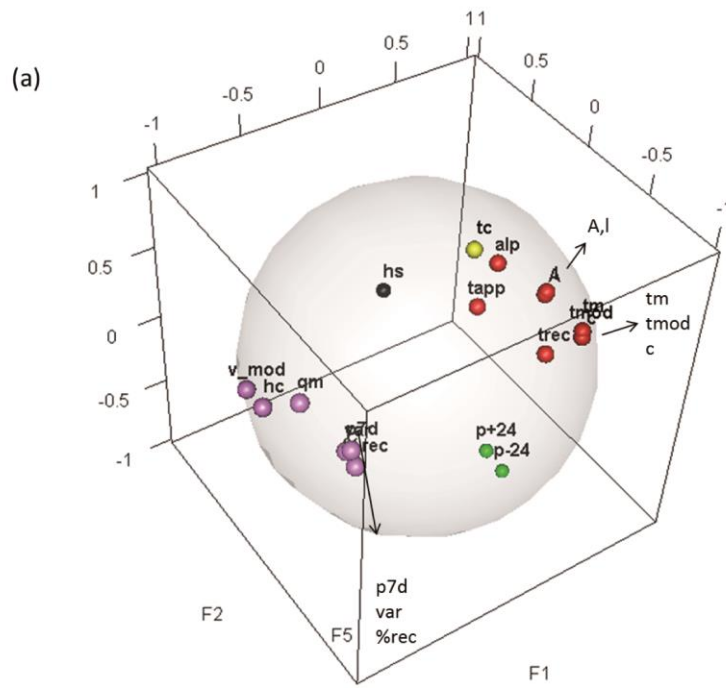
3.2.4.1 PCA Analysis

The results of the PCA analysis are presented in Figure 99 and Table 4. The Figure 99 presents the repartition of variables in the different factorial planes. Table 4 presents the different axis of the PCA and how much inertia they explain, as well as the most relevant variables to each axis.

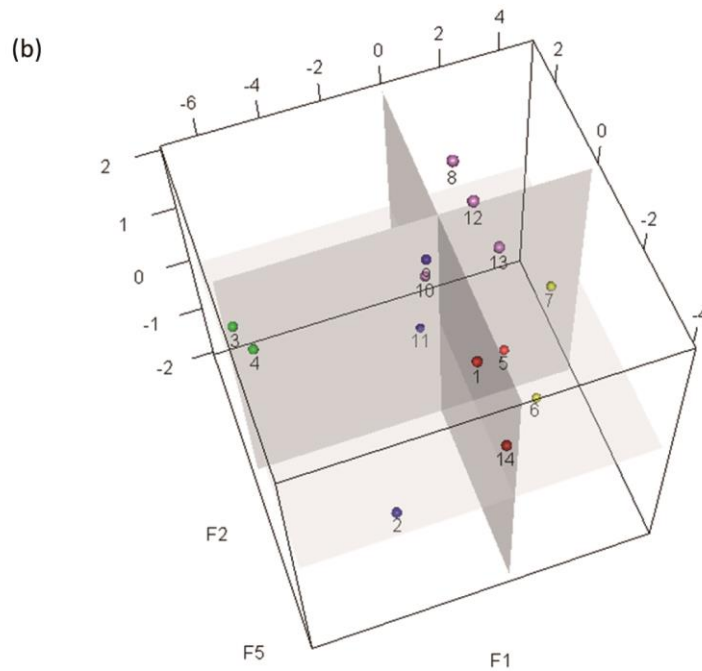
Table 4. : Main results of the PCA

Main results of PCA	Axis I	Axis II	Axis III	Axis IV	Axis V
Inertia (%)	53.7	14.17	10.34	6.7	6.05
Variables contributing positively	RTD parameters, BTC times	-	-	-	tc
Variables contributing negatively	hc, Qm, vmod, P7d, var, %rec	Rainfalls (p+24, p-24)	-	-	-

(hc piezometric level within the chalk aquifer; tc tide coefficient; P7d cumulated rainfall during the week before the injection; P-24, rainfall the day before the injection; P+24, rainfall the day after the injection; Qm, mean discharge (l/s)).



Variables of the PCA in the factorial plane F1-F2-F5



Tracer tests in the factorial plane F1-F2-F5

Figure 99: Variables of the PCA (a) and tracer tests (b) in the factorial space F1-F2-F5

The percent of inertia explained by the different axis as well as the information given by the different components conducted to keep axis I, II and V, explaining 73.89% of the inertia. On axis I, several environmental variables (piezometric level, rainfall) are located on the negative part whereas response parameters are located on the positive part. The main information on axis II is that the rainfall on the 24 hours before and after the injection is located on the negative part. The tide coefficient (tc) contributes to axis V for 75%. The fact that most of the environmental variables are opposite to the RTD parameters on axis I suggests that they are strongly related; the objective is to characterize those links. In the individuals' space, some clear distinctions between the tracer tests appear: tracer tests number 3 and 4 contribute negatively to axis I, when tracer tests 1, 2 and 14 contribute negatively to axis II. In order to understand the structure of the data, some clustering and partitioning was conducted.

3.2.4.2 Clustering and interpretation of the groups

The partitioning with medoids has been tested with a number of groups k from 2 to 10. The best partitioning is the one with the highest average silhouette width; here we obtained a width of 0.55 for $k=2$ and of 0.51 for $k=5$, all other cases having lower widths. But the case of $k=2$ is not relevant, because the partition is between all the tracer tests on one side and tracer tests 3 and 4 on the other side (realized the same day and in extreme conditions). The partitioning in five groups is more adapted to describe the structure of the data (Figure 100a). The next step was the hierarchical clustering with $k=5$ (Figure 100b).

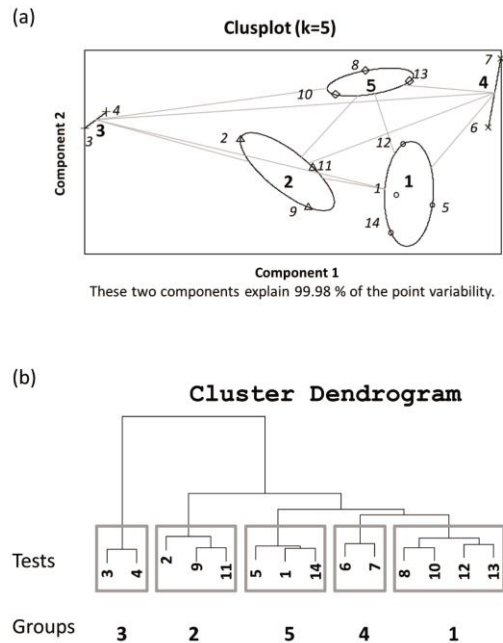


Figure 100 : Partitioning around medoids (a) and cluster dendrogram (b)

The resulting groups contain from two elements to four elements. In order to test the significance of those groups, the Kruskal-Wallis test was applied. The null hypothesis was rejected for variables hc, %rec, tap, tmod, tmo, Qm, alp, a, c and l. This implies that for those variables, at least one group was significantly different from the other. The simple ANOVA test gave the same results. The ANOVA with regression on component gave a p-value of 0.0014, indicating that the partitioning was significant. The Tukey post hoc test was conducted to identify more precisely the groups which are significantly different. For some variables, it was not possible to identify some differences between the groups; for others, two to four groups were found to show significant differences (Figure 101).

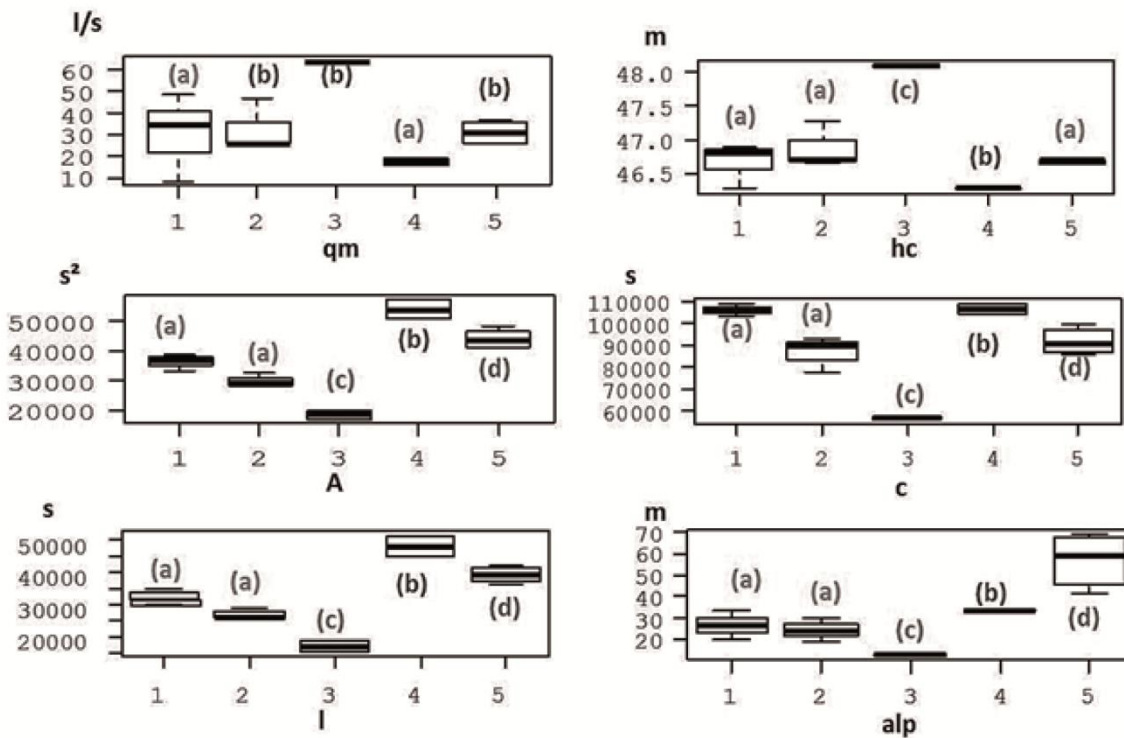


Figure 101 : Boxplot of the variances, with groups

Independently, we attempted to assess the common conditions for the tracer tests in each group. The third group on Figure 100 corresponds to tracer tests 3 and 4, with very high level in the piezometric level (extreme conditions) and precipitation conditions. Group 2 (tracer tests 2, 9 and 11) could be characterized by a rather low tide and a medium piezometric level. Group 1 (tracer tests 5, 1, 14 and 12), would also concern tracer tests at a medium piezometric level, but with high tide conditions. Group 4 (tracer tests 6 and 7) corresponds to a low piezometric level. And lastly, group five (tracer tests 8, 10 and 13) would gather tracer tests with a high level of the Seine River (high tide condition, high tide coefficient), with tracer test 12 being at the limit between the group 1 and group 5.

3.2.4.3 Role of the environmental parameters

The clustering is particularly significant for all the variables characterizing the response to the karstic systems, like the RTD parameters. But it is less obvious for the environmental parameters, except for the piezometric level. The PCA highlights the importance of these environmental parameters: the piezometric level in the chalk aquifer (downstream of the spring), as well as the spring discharge, are the major contributors to the first component of the PCA, and are anti-correlated to the parameters of the RTD curves. On axis II, the cumulated rainfall during the 24 hours before the injection of tracer and the 24 hours after the injection are the main contributors; since they are on a perpendicular axis there is no direct correlation with the parameters of the RTD. This is a limit of the PCA method that highlights only the linear relationships between variables. Yet, the importance of rainfall in the response of the aquifer cannot be discarded; hence the relationships between rainfall and RTD parameters should be nonlinear. At last, the tide coefficient is by far the most important contributor to axis V.

3.2.4.4 Relations between environmental variables and RTD parameters

The previous PCA and partitioning showed that the considered environmental variables explained the most of the inertia of the set of data. Through the partitioning, five groups were highlighted, corresponding to five types of response of the aquifer. This partitioning in five groups was also significant for the piezometric level. The next step was to check if the other environmental variables that explained inertia of the dataset (rainfall variables and tide variables) but that were not directly correlated to the response parameters (since not on axis I of the PCA) could be related to the response parameters. For that purpose, the symbolic regression algorithm presented in the Methods section was used. A lot of different configurations have been tested, by changing the number of variables included in the algorithm, and the forms of the mathematical equations. Each parameter of the RTD curve was expressed as a function of all the environmental parameters; and the dispersivity as a function of those same parameters.

The possible relationships between the center of the RTD curve C (that is also the modal time of the tracer test) and the environmental variables were investigated. The piezometric level was the most represented variable (in 19 over 21 models and 19 occurrences). The second most recurrent variables were the precipitation of the week before and the day before (7/21 models each) and the mean discharge (7/21). The tide coefficient and the level of the Seine River appeared three times and five times respectively. The best fitted model obtained a R^2 Goodness of Fit of 0.975. The corresponding equation was:

$$C = a + b.Pant + c.P7j^2 - qmoy - c.hs - f.pf - g.Pant^2 \quad (1)$$

Since this equation has been determined statistically, the physical meaning of such a relationship may not be deductible (like neural network models would not give directly equations that could be interpreted). They can still be useful to access parameters of the response under various hydrological conditions.

The same investigations were conducted for the amplitude, and width of the RTD, as well as for the dispersivity of the system. The R^2 Goodness of fit coefficients were all included between 0.95 and 0.99. The most represented variables were the piezometric level, the tide coefficient, the cumulated rainfall preceding the injection, followed by the mean discharge and the rainfall occurring the day before the injection. The observed versus simulated plots are presented Figure 102.

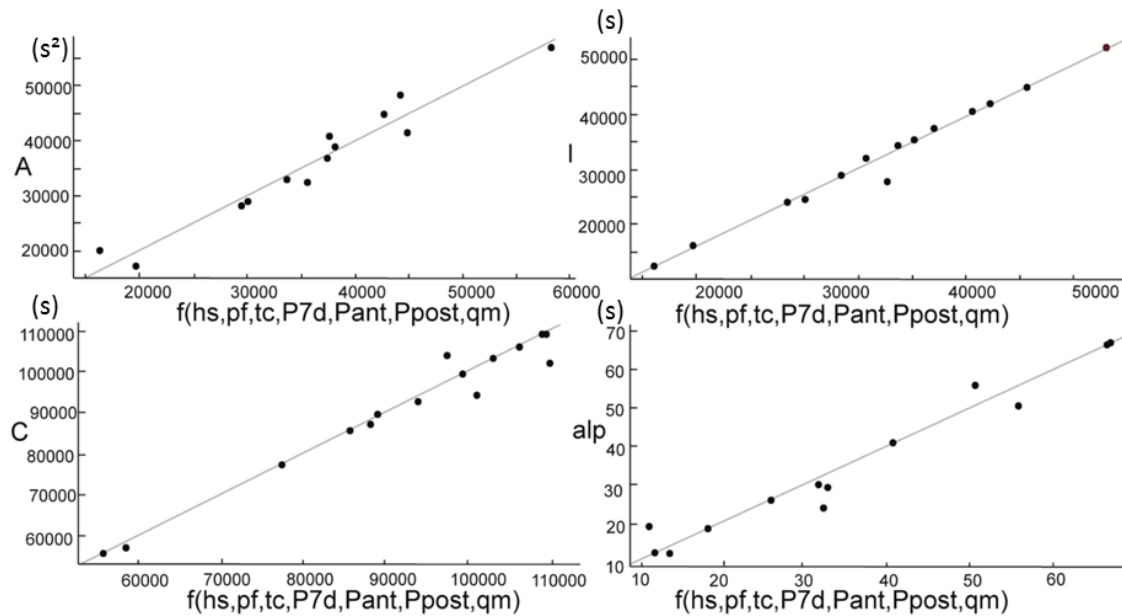


Figure 102 : Observed versus predicted plot for RTD parameters A, I, c and dispersivity alp

In order to validate the functions obtained through the symbolic regression algorithm, they were tested on a later tracer test that was not included in the original set of data, on September 13th, 2013 (Figure 103).

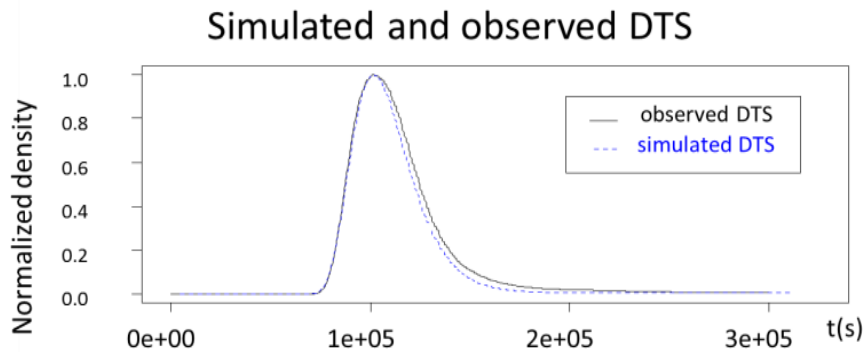


Figure 103 : Validation tracer test: simulated and observed RTD curves

Extreme conditions RTD and average conditions RTD were simulated, in order to get a range of possible RTD on this specific karstic system. Five sets of conditions were investigated: 1-runoff upstream conditions (rainfall) and maximal hydraulic gradient (tide and piezometric conditions); 2- runoff upstream conditions and minimal hydraulic gradient; 3- Average conditions upstream and downstream; 4- Minimal upstream conditions and minimal hydraulic gradient; 5-Minimal upstream conditions and maximal hydraulic gradient. The results are presented Figure 104.

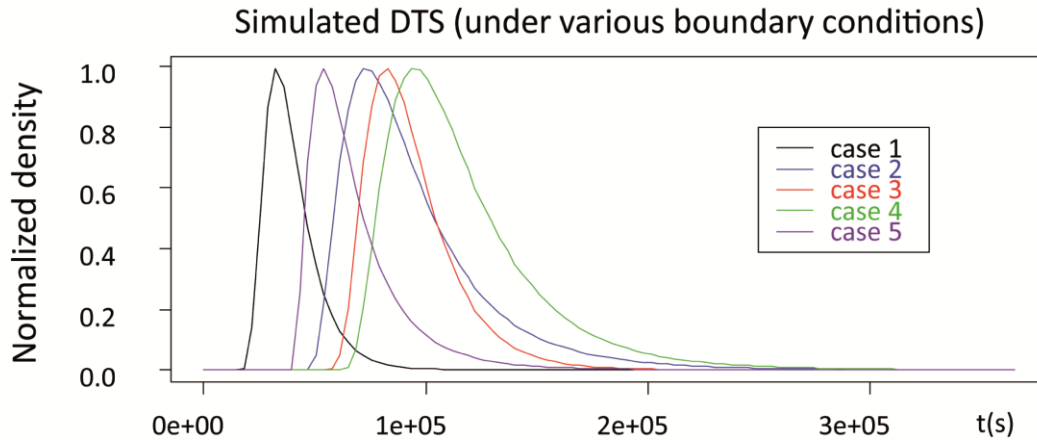


Figure 104 : Simulated RTD in extreme and average conditions

3.2.5 Discussion

The fact that the majority of models for A, I and c contain the piezometric level h_c as a key variable is consistent with the results of the PCA (where h_c was the most important contributor to axis I). The tide coefficient is essential to calculate the area and the width of the normalized RTD. The importance of the precipitation was also highlighted, especially for the center of the RTD. The mean discharge appears as an important contributor to axis I in the PCA, whereas the algorithm used to estimate the relations between the environmental parameters and the parameters of the RTD does not enhance this discharge as essential. As for the dispersivity, the results of the algorithm indicate that the precipitations during the week preceding the injection contribute strongly to its variations. Unlike the parameters of the RTD, the dispersivity is sensitive to the daily variations of the level of the Seine River that is to say of the tide. The equations obtained are to be tested on later tracer tests, since they are calculated on a relatively small sample (14 tracer tests). Moreover, even though the tracer tests have been conducted in order to cover the maximum diversity of environmental conditions, some are not well represented. For example, the tracer test n° 14 is the only one with an important rainfall occurring during the injection. That explains its position in the factorial plane F1-F2, contributing negatively to axis II, which corresponds to P+24 (rainfall in the day following the injection). So this variable could have a significant effect, but could be underestimated because of the tracer tests sample.

The equations obtained from the symbolic regression algorithm are a first model of the response of karstic system (RTDs) as a function of environmental parameters. It takes into account the non-linearity of the relations between the variables, by opposition to the PCA which indicates only the possible linear relations between them. The PCA shows no correlation between the rainfall and tide parameters with the RTD parameters, whereas the symbolic regression algorithm shows that the response of the aquifer is highly dependent on the cumulated rainfall and tide coefficient but in a quadratic way. Another important result is that the shape of the RTDs is very controlled by downstream conditions: piezometric level and tide. Eventually, RTD have been simulated in extreme and average conditions, giving a range for the response of the aquifer.

3.2.6 Conclusion

In this study, we investigated the links between various environmental parameters and some characteristic parameters of the karstic system response. A campaign of tracer tests was conducted in different hydrologic conditions (high flows, low flows, tide variations, rainfalls...) on the same karstic system. For each tracer test, the parameters of the BTC and the RTD curves were calculated, and the dispersivity was estimated through modeling approaches. A Principal Components Analysis indicated that most relevant variables were the piezometric level downstream of the karstic system, the cumulated rainfall and the mean discharge (axis I). These were anti-correlated to the parameters of the RTD curve (area, width and center). The precipitation around the injection and tide coefficients were main contributors on axis II and V. We studied the structuration of the data by using the partitioning around medoids and hierarchical clustering methods followed by estimating their significance through post-hoc tests. These groups were linked to corresponding environmental conditions.

We established a model giving the expression of RTDs parameters as a function of environmental variables, using a symbolic regression algorithm. It appears that the downstream control is essential: the piezometric level h_c and the tide parameters (h_s and t_c) are the most relevant variables. The cumulated rainfall and the mean discharge were also contributing variables in the estimation of the parameters A , l and c . In parallel, the links between the dispersivity and the environmental variables were investigated. The results suggest that the dispersivity is very sensitive to the precipitation, and to the tide, in its daily variations. Equations were selected for each variable, and RTDs curves were simulated in extreme conditions, giving the range of possible RTDs.

As perspectives, these analyses could be completed with more tracer tests on the studied karstic system, in order to confirm the trends brought out (especially investigating the rainfall parameter, with tracer tests during storms). The results could be compared to other karstic systems, with or without coastal context. In the case of coastal karstic systems, it would enable to validate the hypothesis of the influence of annual variation of the tide on the response of the system (parameters of the RTD), as well as the daily component of the tide on the dispersivity. The approach presented here is suitable for any kind of system configurations (not necessarily under tidal influence) when multiple boundary conditions apply. For any continental aquifers, it is interesting to assess the joint role of piezometric level and precipitation in the response. The results presented in this study are particularly important for the management of karstic aquifers. Considering that physical characteristics are most of the time unavailable for karst media, the method suggested herein appears an interesting deterministic alternative for simulating karst response to instantaneous solute input.

4. Compléments sur le fonctionnement hydrologique du système et synthèse

4.1 Précisions sur les relations entre variables

4.1.1 Relations complémentaires

L'algorithme a établi une relation optimale pour la largeur de la courbe de distribution des temps de fréquence telle que :

Équation 13

$$l = a.hs + b.Pant + c.mar + d.pf.P7j + e.hs.P7j - f.P7j - g.hs.pf - h.hs^2$$

Le niveau piézométrique constitue la variable la plus récurrente (dans 16 modèles sur 17, 25 fois en tout). La deuxième variable influente mise en avant est le coefficient de marée, suivi du débit moyen. Les précipitations précédant l'injection sont quant à elles présentes dans 7 modèles sur 17). Le modèle final est associé à coefficient de corrélation de 0.99.

De même, pour la relation entre l'aire de la DTS normalisée, l'algorithme a permis d'obtenir la relation suivante :

Équation 14

$$A = a + b.mar + pf.(c.P7j - d.mar) + e.qmoy.mar^3 + f.hs.P7j.mar^2 + g.P7j$$

Avec un coefficient de corrélation de 0.975. Le niveau piézométrique *pf* présente 17 occurrences sur 18 modèles, indiquant cette variable comme nécessaire à la caractérisation de l'aire de la DTS normalisée (en cohérence avec les résultats de l'ACP). La marée est aussi un paramètre important mis en évidence par l'algorithme, avec une présence dans 14 modèles sur 18.

En s'intéressant maintenant à la dispersivité, les variables les plus récurrentes sont la pluviométrie cumulée sur la semaine précédant l'injection (22 modèles sur 24), et le niveau de la Seine (dans 20 modèles sur 24). Le coefficient de marée ainsi que le niveau piézométrique apparaissent dans 14 et 15 modèles sur 24, tandis que les pluies cumulées sur 24h et le débit moyen présentent moins d'occurrences. L'équation finale pour la dispersivité est la suivante, avec un coefficient de corrélation de 0.99 :

Équation 15

$$\alpha = a.hs + b.pf + c.mar + hs.P7j + d.pf.P7j - e.P7j - f.hs.mar - g.hs.pf - h$$

La recherche de relations entre les paramètres de la forme de la réponse a été réalisée de deux manières différentes :

La première en travaillant sur les DTS normées (avec une amplitude de 1), choix réalisé pour comparer les DTS entre elles en termes de forme, de temps d'apparition et de largeur (approche présentée dans le chapitre précédent).

La deuxième en travaillant sur les DTS initiales (aire de 1), avec des amplitudes différentes.

Cette deuxième approche a permis d'investiguer les relations entre l'amplitude de la DTS et les paramètres environnementaux. Cette recherche de relations reliant l'amplitude aux variables environnementales s'est faite en plusieurs étapes. En effet, contrairement aux autres paramètres de la DTS, les valeurs mesurées des amplitudes présentent des variations importantes (de 10^{-5} à 10^{-1}). L'algorithme appliqué sur l'ensemble des données aboutit à l'équation suivante :

Équation 16

$$Amp = qmoy^2(a * pf - b) + c * Pant(P7j - d) + Ppost(e - f * P7j) - g$$

Le débit moyen ainsi que la pluie cumulée sur une semaine sont les variables qui présentent le plus d'occurrences. Le coefficient de corrélation est de 0.99, avec une fonction objectif à 10^{-3} .

Une deuxième étape a consisté à faire tourner l'algorithme sans ses valeurs extrémales (celles des crues majeures de 2000-2001).

Équation 17

$$Amp = qmoy(a * pf + b * P7j^2 - c) + mar(d * pf^2 - e * pf - f * hs * P7j + g) - h * P7j^2 + i$$

Les variables présentant le plus d'occurrences sont également le débit moyen et la pluie cumulée P7j. La principale différence est la présence des paramètres mar et hs dans cette nouvelle équation. Cette différence peut s'interpréter comme une prédominance du régime hydrologique en présence sur la forme de la réponse d'un traçage : un débit exceptionnellement important influence très fortement la forme de la DTS en comparaison des autres paramètres (notamment les critères de marée qui deviennent secondaires). Toutefois, dans des conditions « moyennes » de régime hydrologique, d'autres paramètres sont à prendre en compte pour plusieurs traçages réalisés dans des conditions hydrologiques proches. C'est le cas des paramètres associés à la marée ici.

Les coefficients des équations sont détaillés en Annexe 3.

4.1.2 Discussion critique

Différents points sont à soulever sur l'emploi de la méthode de régression symbolique, afin d'en discuter l'usage. Tout d'abord, les forts coefficients de corrélation et faibles erreurs sur les équations déterminées par l'algorithme pourraient laisser supposer du sur-apprentissage ou *overfitting*, et donc avoir des portées prédictives limitées. Toutefois, la validation effectuée via un nouveau test de traçage effectué en septembre 2013 (essai non inclus dans l'algorithme de régression) montre que les équations donnent de bons résultats sur ce traçage, et montreraient de bonnes capacités prédictives du modèle. D'autres essais de traçages ont été conduits à l'automne 2013 et au printemps 2014, mais n'ont pas pu être exploités pour des raisons matérielles (défaillance du fluorimètre). Une nouvelle campagne serait à envisager ultérieurement. Une validation croisée pourrait également être envisagée, mais en l'état retirer une partie de l'échantillon de traçages employé pourrait réduire fortement la variabilité des paramètres et toutes les conditions hydrologiques ne seraient pas envisagées.

Une autre question se pose, celle du sens physique des relations mises en évidence par l'algorithme. Elles ne sont pas interprétables directement en l'état. Toutefois, les paramètres les plus influents sont distingués à la fois par leur importance dans l'équation (ordre) et par leur nombre d'occurrence dans le modèle. Dans l'exemple de l'amplitude, on voit que le critère dominant est le débit lors du traçage (Équation 16), mais dans le cas où on retire les valeurs extrémales (régularisation pour éviter l'*overfitting*), les paramètres de marée interviennent également (Équation 17). Ce qui peut s'interpréter physiquement : les variations d'amplitude sont principalement liées au débit, et donc aux conditions hydrologiques (étiage/crués) ; toutefois, au sein de conditions hydrologiques proches, la marée influe de manière non négligeable sur la forme de la réponse.

Les différents paramètres « environnementaux », débit moyen, niveau piézométrique, pluviométrie et paramètres de marée ont un rôle plus ou moins prédominant selon les équations employées. Si certains paramètres peuvent venir en conditionner d'autres, au risque de compliquer inutilement les équations, l'emploi de ces paramètres distincts est utile. D'une part, la variabilité de ces paramètres peut être très différente (la piézométrie, bien qu'influencée par la pluie, évolue avec des tendances à l'augmentation ou à la diminution sur plusieurs années). Ensuite, le climat et l'hydrologie en Normandie, avec notamment une pluviométrie assez répartie sur l'ensemble de l'année hydrologique, implique des combinaisons différentes des paramètres. Par exemple, bien que la pluviométrie influence le débit, pour une même valeur de précipitations cumulées sur la journée ou la semaine précédant le traçage, les valeurs de débit peuvent être très différentes selon la période considérée (étiage ou crues). Autrement dit, bien que les différents paramètres environnementaux considérés ne soient pas strictement indépendants entre eux, ils expliquent des variations différentes de la forme de la réponse et gagnent à être employés conjointement dans la simulation des DTS.

Enfin, un autre point à garder en tête est celui de la déconvolution initiale réalisée pour les traçages donnant lieu à une superposition des courbes de restitution (traçages réalisés à 6h d'intervalle pour estimer l'impact de la marée). La loi employée donne de très bons résultats en se basant sur la méthode des résidus (l'erreur est très faible), et produit des courbes non symétriques, ce qui permet de prendre en compte un éventuel effet de traîne. Toutefois, une légère perte d'information ou une faible modification du signal est possible, ce qui peut introduire un léger biais dans le modèle.

4.2 Apports d'information complémentaire sur le site

4.2.1 Volume du système et hypothèses sur les conduits

Le volume des conduits peut être estimé en sommant les débits sur la durée entre l'injection et la détection du traceur. Ce temps de détection pour le calcul du volume des conduits a été choisi dans la littérature parfois comme le temps d'apparition, ou encore le temps modal (Atkinson et al 1973; Luhmann et al 2012), ou comme le temps de transit moyen (Field and Nash 1997; Goldscheider et al 2008). Certains auteurs ont employés plusieurs temps pour calculer ces volumes (Birk et al 2004; Vojtechovska et al 2010). Vojtechovska a comparé les volumes des conduits obtenus à partir des différentes définitions des temps de détection et a montré que les volumes calculés à partir du temps de transit moyen donnaient les résultats les plus précis.

C'est ce temps qui a été retenu pour calculer les volumes estimés du système-traçage étudié. Le Tableau 10 présente les temps et volumes calculés pour les traçages à la fluorescéine. Ce volume varie entre approximativement entre 2400 m³ et 4382 m³. Cette différence peut s'expliquer par le remplissage variable des conduits selon les conditions hydrologiques, avec éventuellement des systèmes secondaires envoyés seulement ponctuellement.

Tableau 10 : Volumes estimés du système-traçage

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Tmoy (h)	32.6	23.6	16.5	17.0	32.0	31.0	34.0	27.0	27.0	26.0	26.0	29.0	30.0	31.0
V (m3)	3996	3971	3802	3856	3955	4595	3921	2481	2444	2411	2423	3750	3863	4382

En considérant la distance entre la perte du Bébec (point d'injection) et la source, il est possible de faire une première estimation des dimensions des conduits. A vol d'oiseau, cette distance est égale à 2200 m. La section estimée en première approximation du conduit varie alors entre 1 et 2 m², et son diamètre varie entre 1.2 et 1.6 m. Pour affiner cette première approximation, il faut prendre en compte une éventuelle tortuosité : en moyenne, la distance réelle parcourue par un traceur est 1.5 fois plus grande que la distance en ligne droite (Field and Nash 1997). En prenant cette hypothèse d'estimation de la tortuosité, la section estimée varie entre 0.7 m² et 1.4 m², et son diamètre entre 0.96 et 1.3 m.

La longueur des conduits a été estimée par simulation sur le logiciel TRAC, en ajustant les courbes de restitution aux courbes observées (approche décrite en 2.1.3 de cette partie).

Tableau 11 : Longueur (m) et section A (m²) estimées des conduits.

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
L	3210	3097	3303	3310	3015	3498	3007	3132	3301	3204	3496	3084	3032	3276
A	0.81	0.79	0.92	0.93	1.5	0.76	0.76	0.82	0.73	0.70	0.71	0.76	0.90	0.74

En moyenne, la longueur du ou des conduits karstiques est estimée à 3200 mètres, et la section à 0.84 m². Ces valeurs concordent avec les études précédemment menées sur le système, qui supposaient des conduits de dimension de petite taille (Massei et al 2006b).

4.2.2 Discussion autour de la dispersivité

Différents auteurs discutent des origines possibles de la dispersivité dans les traçages en milieu karstique (Massei et al 2006b; Geyer et al 2007). Parmi les hypothèses, l'existence d'une couche de faible vitesse aux abords des parois du conduit, des écoulements turbulents, la présence de zones d'eau morte. Dans cette partie une tentative de résolution analytique est proposée.

Bailly-Comte et Pistre (2011) ont cherché à donner une explication physique à certaines relations empiriques déterminées dans la littérature entre temps moyen de séjour, temps modal et maximum de la DTS. Ils ont pour cela utilisé la solution 1D de l'équation de la diffusion, représentant la distribution temporelle du nuage de traceur:

Équation 18

$$h(t) = \frac{L}{t\sqrt{4\pi\alpha vt}} e^{-\frac{(L-vt)^2}{4\alpha vt}}$$

Avec : $h(t)$, la réponse impulsionnelle en s

L , la distance au point d'injection en m

α , la dispersivité en m

v , la vitesse

Si on considère que le traceur est parfait, on peut assimiler la vitesse v à la vitesse moyenne de transit du traceur V . Cette façon d'écrire la solution 1D de l'équation de diffusion permet de s'affranchir de la porosité qui est une notion difficile à appliquer au milieu karstique.

En considérant la hauteur maximale de la réponse impulsionnelle, associée au temps modal, l'équation 8 devient :

Équation 19

$$h_{max} = \frac{L}{t\sqrt{4\pi\alpha V t_{mod}}} e^{\frac{-(L-Vt_{mod})^2}{4\alpha V t_{mod}}}$$

Si l'on cherche à exprimer alpha, dispersivité, en fonction des autres paramètres, hmax, tmod et V, alors on peut résoudre de manière analytique cette équation et on obtient :

$$\alpha = \frac{1}{4\pi t_{mod}} \left(\frac{1}{a} \exp\left(\frac{1}{2} W(-2a^2 b^2)\right) \right)^2$$

Avec $a = \frac{h_{max} t_{mod}}{L}$; $b = L - V t_{mod}$

Et W fonction de Lambert W.

La fonction Lambert W peut être approchée numériquement par la méthode de Newton.

Toutefois, l'application de cette fonction aux valeurs des DTS et caractéristiques des traçages effectués donnent des valeurs aberrantes (de 10^{-3} m à 10^3 m selon les traçages). Cette tentative d'approcher la dispersivité uniquement de manière physique et analytique ne procure pas de résultats satisfaisants, du moins sur le système karstique étudié. Plusieurs points peuvent expliquer cela. Tout d'abord, les hypothèses simplificatrices faites sur le système ne rendent pas compte de la complexité du domaine karstique. Supposer un milieu poreux homogène introduit un biais important par rapport à la réalité, où une double ou triple porosité intervient. Deuxième aspect, le système karstique étudié est soumis à des conditions limites complexes, incluant en particulier une influence tidale et une influence piézométrique ; ces conditions aux limites ne peuvent être prise en compte dans cette équation. L'impossibilité d'obtenir des résultats via cette approche analytique souligne la difficulté d'approcher la dispersivité dans le karst. Elle amène également à rester critique face aux dispersivités calculées précédemment, bien que celles-ci soit issues d'une résolution numérique, via un calage par optimisation des paramètres.

Dans la littérature, plusieurs hypothèses ont été avancées pour expliquer les variations de dispersivité, et les effets de traîne associés dans les courbes de restitution de traçages. Certains avancent la dualité flux turbulent au cœur d'un drain versus flux visqueux périphérique, incluant des zones « d'eau morte » (Massei et al 2006b; Geyer et al 2007), comme illustré Figure 105 ; Geyer précise que selon la chimie du soluté choisi comme traceur, des effets de traîne ou perte de masse plus importants peuvent être à envisager, même avec un pourcentage de la zone de flux immobile très réduit. L'idée d'un rôle conjoint de processus chimiques et physiques dans la restitution d'un traceur en milieu karstique est également présentée par Field et Leij (Field and Leij 2014). Une autre explication proposée est la possibilité pour le traceur d'emprunter plusieurs voies préférentielles d'écoulement, ou encore d'avoir un effet de diffusion dans la matrice fissurée entourant le conduit karstique principal (Labat and Mangin 2015). Labat propose une approche en fonction de transfert de la DTS via la transformée de Laplace, ce qui lui permet de séparer les flux à dominante advective de ceux à dominante dispersive.

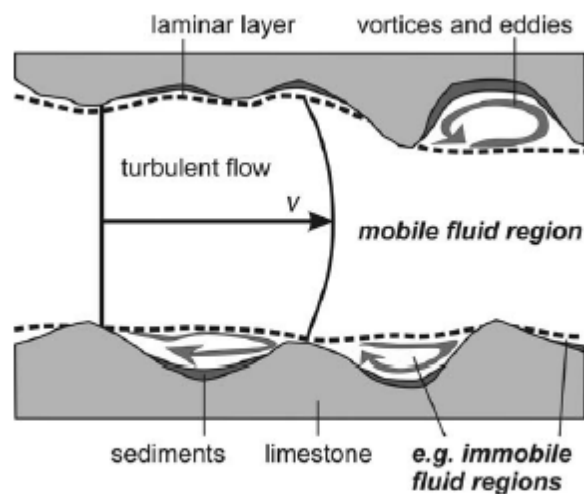


Figure 105 : Modèle conceptuel de la géométrie et des flux dans un conduit karstique, Geyer 2007

4.3 Conclusion intermédiaire

Différentes méthodes statistiques ont été appliquées sur un large échantillon de traçages réalisés sur le système karstique de Norville. Ces méthodes ont apporté des informations sur les conditions aux limites et sur le fonctionnement hydrodynamique du système. L'emploi des méthodes d'analyse en composantes principales ainsi que des méthodes de partitionnement permettent d'identifier les variables environnementales maîtresses de la forme de la réponse impulsionnelle du système. Elles permettent également de définir des grands groupes de type de réaction du système karstique en fonction de conditions hydrologiques (amont et aval) spécifiques.

Une modélisation de la réponse impulsionnelle en fonction des variables environnementales définies est proposée, en s'appuyant sur un algorithme symbolique. Cette modélisation permet d'estimer les DTS dans des conditions hydrologiques précises, en incluant les cas extrêmes. Un tel outil a un intérêt opérationnel, en particulier dans le contexte du risque de pollution. Toutefois, pour être fiable, cette méthode doit s'appuyer sur un nombre de traçage suffisant. Par ailleurs, les différences possibles liées à l'emploi de traceurs différents peuvent introduire un biais.

La connaissance du fonctionnement du système karstique de Norville bénéficie d'apports nouveaux. Les analyses ont souligné l'importance de la marée en Seine, facteur qui sera à prendre en compte pour tout travail sur les chroniques temporelles de longue durée. La piézométrie dans la nappe de la craie (et donc le gradient hydraulique sur l'ensemble du système) joue également un rôle prépondérant. Si des tendances relativement linéaires peuvent être observées dans les relations entre débit moyen et paramètres de la réponse du système, les variations non négligeables observables peuvent être attribuées au rôle des autres paramètres de forçage précédemment cités.

Les résultats de cette partie amènent à poursuivre l'investigation du fonctionnement hydrodynamique du système karstique, en s'appuyant cette fois-ci sur les séries temporelles observées sur une longue durée. La partie 4 aborde ce sujet.

PARTIE 4

—

**LIEN ENTRE L'ANALYSE DU SIGNAL A
L'EXECUTOIRE ET MODELISATION
HYDROLOGIQUE CONCEPTUELLE :**

**SUR QUEL(S) CONCEPT(S) RENSEIGNE LE
CONTENU SPECTRAL DES DONNEES
HYDRODYNAMIQUES ?**

1.	Introduction	170
2.	Caractérisation des signaux observés par analyse corrélatrice et fréquentielle	173
2.1	Données : description des séries temporelles	173
2.2	Analyses corrélatrices	182
2.3	Analyses spectrales, EEMD, Ondelettes	186
3.	Modélisation à réservoir : Karstmod	197
3.1	Présentation du modèle	197
3.2	Tests préliminaires	200
3.3	Filtrage du débit de base	203
3.4	Tests avec le nouveau modèle conceptuel, analyse des résultats	206
4.	Analyse des composantes internes du modèle	212
4.1	Analyse des hauteurs d'eau	212
4.2	Contenu spectral et propagation de l'information au sein du modèle	214
4.3	Echange « matrice – conduits » (M-C)	233
4.4	Conclusion intermédiaire	240
5.	Comparaison avec les données et traceurs naturels	242
5.1	Comparaison avec les différentes chroniques observées	242
5.2	Conclusion	248

1. Introduction

Après s'être intéressés à la géologie du système, à ses caractéristiques d'infiltration, et à sa réponse hydrodynamique, soumise à des forçages amont et aval, cette partie abordera l'étude de l'hydrodynamisme du système sous plusieurs aspects, en particulier en s'appuyant sur de la modélisation à réservoir, ainsi que différentes méthodes d'analyse du signal. Au-delà de la simple compréhension du système karstique étudié, il s'agit de confronter ses méthodes pour déterminer leur éventuelle complémentarité. Les résultats obtenus et les interprétations associées sont-ils comparables ? L'analyse du signal permet-elle d'extraire de l'information hydrologique du modèle à réservoir ? Est-il possible de dégager une interprétation physique des composantes internes d'un modèle à réservoir d'une part, et des composantes issues de techniques de décomposition (transformation en ondelettes et Ensemble Empirical Method Decomposition) d'autre part ?

Les modèles à réservoir (également appelés modèles conceptuels) sont basés sur des équations de vidange entre différents réservoirs reliés entre eux. En se remplissant et en se vidant, ces réservoirs transforment le signal d'entrée que constitue la pluie en un signal de sortie qui est le débit à la source. Ces modèles à réservoir comprennent généralement une fonction de production et une fonction de transfert. Ils ont l'avantage de pouvoir intégrer l'état du système précédant la simulation, au travers des hauteurs initiales des différents réservoirs (effet mémoire). De tels modèles sont assez classiques en hydrologie dite de rivière ; différents modèles pluie-débit ont été présentés, comme TOPMODEL (Beven et al 1984), HBV (Bergström and Forsman 1973; Lindström et al 1997), IHACRES (Jakeman et al 1990), GR4J (Perrin et al 2003a). Ces types de modèles ont ensuite été appliqués en contexte karstique, avec par exemple les modèles Crec (Cormary and Guilobot 2010), Bemex (Bezes 1976). Les modèles Gardenia (Thiéry 2003) et Vensim (Fleury 2005; Fleury et al 2007) présentent de nouvelles fonctionnalités, comme la possibilité de prendre en compte un pompage sur l'aquifère. Les modèles à réservoir ont également eu tendance à se complexifier, notamment pour mieux pouvoir reproduire la non-linéarité du fonctionnement des systèmes karstiques, d'autant plus difficile à reproduire en l'absence de connaissance de la structure interne du système ; des modèles conceptuels variés ont été proposés (Mangin 1975; Najib et al 2008; Jukić and Denić-Jukić 2009) avec par exemple une possibilité de bouclage en hystérésis (Tritz et al 2011), ou une structure modulable pour s'adapter à différents systèmes karstiques (Jourde et al 2015). Des méthodes pour contraindre la structure ou les paramètres de ces modèles ont été proposées (Moussu 2011), et des analyses de la sensibilité de ces modèles réalisées (Mazzilli 2011). Les modèles à réservoir ont pour avantage majeur de n'être que peu exigeants en termes de quantité d'information nécessaire.

Les méthodes analyses spectrales et corrélatoires ont été introduites en hydrologie par Mangin (Mangin 1984).

L'objectif de l'analyse de séries temporelles est d'analyser un signal afin d'en tirer le maximum d'information. Les analyses corrélatoires et spectrales sont décrites par (Reinsel et al 1994). Elles sont assez largement appliquées en hydrologie karstique (Mangin 1975; Padilla and Pulido-Bosch 1995; Larocque et al 1998; Mathevet et al 2004; Panagopoulos and Lambrakis 2006; Massei et al 2006a). Elles sont basées sur l'analyse d'un signal d'entrée (hyétogramme) qui traverse le système karstique (boîte noire) qui filtre ce signal pour donner un signal de sortie (hydrogramme, ou autres variables comme la turbidité, la conductivité...). La comparaison entrée-sortie renseigne sur le fonctionnement du système. Les méthodes d'analyses de chroniques peuvent être divisées en deux grands types : les analyses dans le domaine temporel, autocorrélation et corrélation croisée et dans le domaine fréquentiel, spectre simple et croisé.

Ces méthodes présentent certaines limites, notamment dans la prise en compte de la variabilité temporelle des propriétés statistiques des séries hydrologiques (intermittence par exemple). D'autres méthodes ont donc été introduites pour pallier à ce défaut, notamment les analyses par ondelette. En géosciences, elles ont été appliquées pour des études de signaux sismiques (Grossmann and Morlet 1984), ainsi que de nombreuses autres applications (Kumar and Fofoula-georgiou 1997). Elles ont permis d'améliorer la compréhension des processus hydrologiques (y compris dans le karst) d'un point de vue de la représentation temporelle et d'échelle (Labat 2005). Ces transformées en ondelette permettent d'interpréter de manière physique les structures temporelles de la réponse d'un bassin karstique à la pluie, notamment en rendant possible la séparation entre une réponse rapide (drainage des réseaux karstiques) et une réponse lente (infiltration diffuse) (Labat et al 2000a). Les propriétés de transport des aquifères karstiques et les dynamiques associées à la turbidité ont également été étudiées grâce à ces différentes méthodes (Massei et al 2006a). La recherche de l'impact du changement climatique sur les aquifères karstiques utilise également les méthodes d'analyse du signal (Charlier et al 2015).

Peu d'approches comparatives ont été réalisées entre ces différentes méthodes de modélisation du karst ; les modèles à réservoir ont été confrontés aux modèles neuronaux (Kong-A-Siou et al 2014). Une approche couplée entre analyse en ondelettes et un modèle hydrologique de surface a également été proposée par Salerno (Salerno and Tartari 2009). A notre connaissance, l'étude des dynamiques internes du karst en confrontant modèles à réservoirs dédiés aux systèmes karstiques et décomposition du signal n'a encore jamais été présentée.

Cette quatrième partie aborde donc l'étude de la performance et de la complémentarité d'un modèle conceptuel (modèle à réservoirs) avec des méthodes d'analyse du signal (en particulier méthodes de décomposition du signal). Le chapitre suivant présente les différentes chroniques observées à disposition ainsi que les analyses préliminaires (corrélatoires et spectrales) effectuées. Le troisième chapitre se focalise sur la modélisation à réservoir et de la détermination de la configuration optimale. Le quatrième chapitre s'attache à étudier les composantes internes du modèle à réservoir, notamment en utilisant les différentes méthodes d'analyse du signal présentées précédemment, avec différents questionnements : quelle est la capacité du modèle à reproduire le contenu fréquentiel du système observé ? Peut-on observer la propagation et la modification de l'information statistique spectrale lors du passage dans les différents réservoirs du modèle ? Est-il possible de relier les composantes internes du modèle à réservoir (débits internes) aux composantes du signal de débit observé issues des techniques de décomposition ? Et enfin l'analyse combinée modèle conceptuel/analyse du signal permet-elle d'améliorer la compréhension du fonctionnement hydrodynamique du système karstique ? Enfin, le dernier chapitre confronte les hypothèses effectuées dans le chapitre précédent à l'analyse de traceurs naturels suivis sur le système étudié.

2. Caractérisation des signaux observés par analyse corrélatoire et fréquentielle

2.1 Données : description des séries temporelles

2.1.1 Débits à la source et à la perte

Les débits utilisés dans cette partie ont été mesurés sur une période de deux ans et un mois (du 28 mars 2013 à 13 :00 au 28 avril 2015 à 11 :00). Ces débits ont été mesurés à la source du Hannot, ainsi qu'à la perte du Bébec (Figure 106). La série de données de débit à la source présente quelques lacunes, dues à des interruptions de l'alimentation des capteurs. Elle présente un aspect bruité avec des variations intra-journalières qui ont été identifiées comme liées à la présence de marnage en Seine à proximité de la source (Massei 2001). Le débit à la perte présentait quelques lacunes, moins importantes grâce à l'équipement du site par panneaux solaires, qui ont été comblées à l'aide d'une modélisation pluie-débit effectuée avec le logiciel GR4J développé par l'IRSTEA (Perrin et al 2003a) afin de pouvoir procéder aux modélisations présentées ultérieurement dans cette partie.

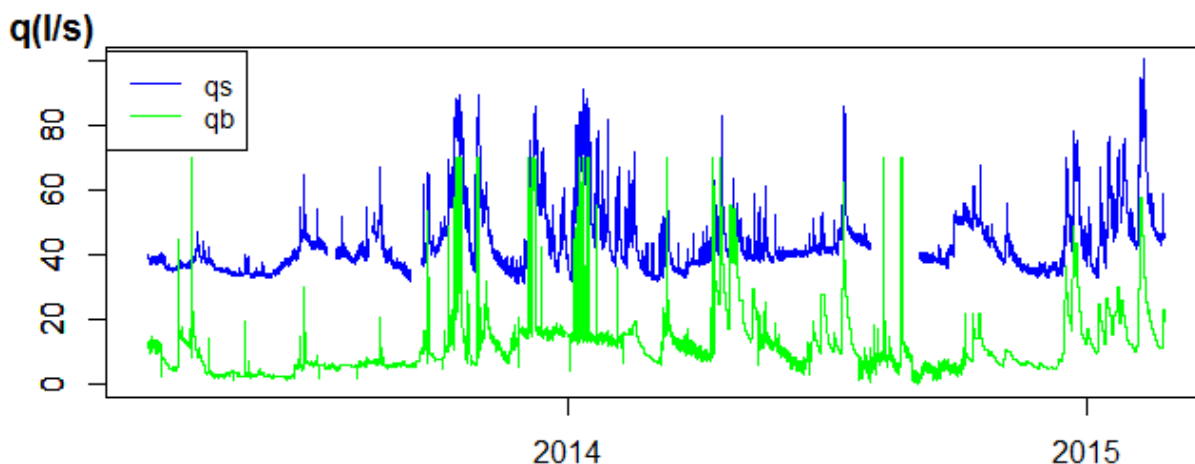


Figure 106 : Débits observés à la source de Norville (q_s) et à la perte du Bébec (q_b)

Une autre modification a été apportée aux données brutes mesurées sur le ruisseau du Bébec : la troncature des débits extrêmes dépassant le seuil de saturation de la perte. Pour ne pas sous-estimer le débit de crue, ce seuil a été choisi parmi les valeurs hautes de débits associées à un débordement, soit 70 l/s au lieu de 50 l/s (Figure 107). Seuls deux épisodes de débordement ont été mesurés lors de la thèse, avec des valeurs de 69 et 71 l/s au moment du débordement de la perte.

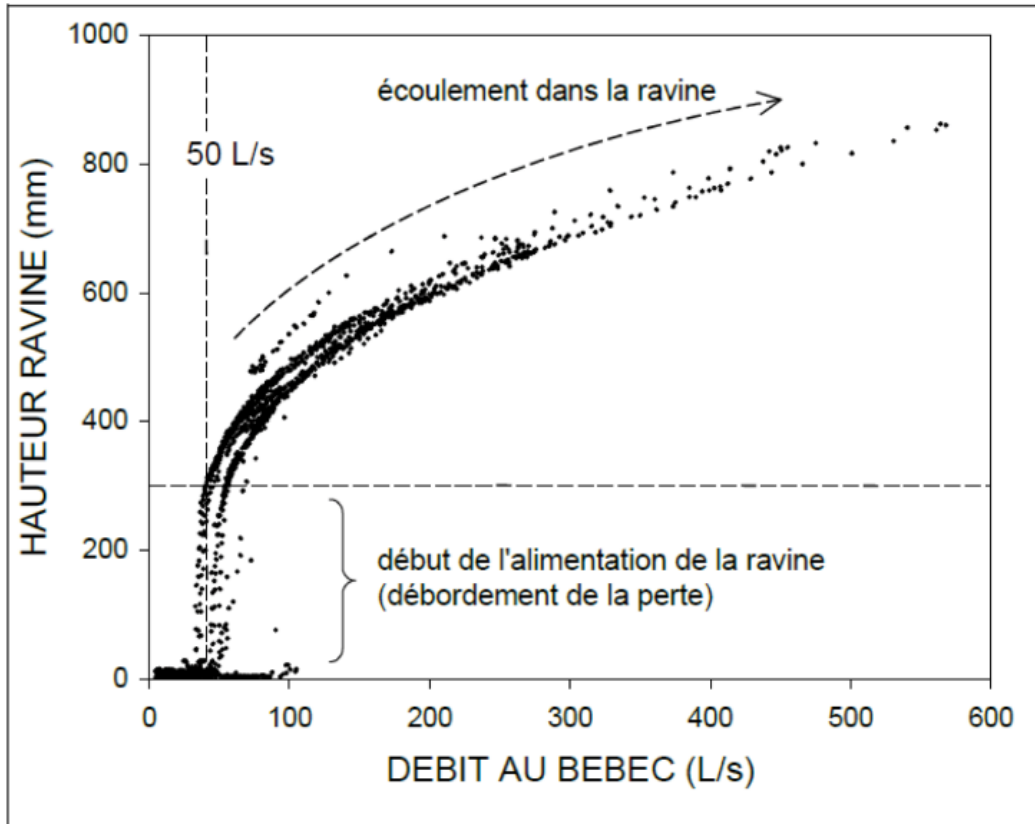


Figure 107 : Hauteur dans la Ravine lors d'un débordement et débit du Bébec associé (Massei 2001)

Afin de mesurer l'importance relative de l'apport d'eau par le Bébec, par rapport au débit total mesuré à la source, le calcul du rapport entre ces deux débits est présenté Figure 108. La moyenne de ce rapport R_{bo} est de 0.29. Le débit du Bébec contribue donc en moyenne pour un peu moins d'un tiers au débit à la source. Comme il n'existe pas d'autre ruisseau ou rivière pérenne s'infiltrant sur le bassin, on peut en déduire que les 70% du volume à la source sont apportés par l'infiltration diffuse, par les systèmes annexes connectés aux bétoires et/ou par la matrice crayeuse.

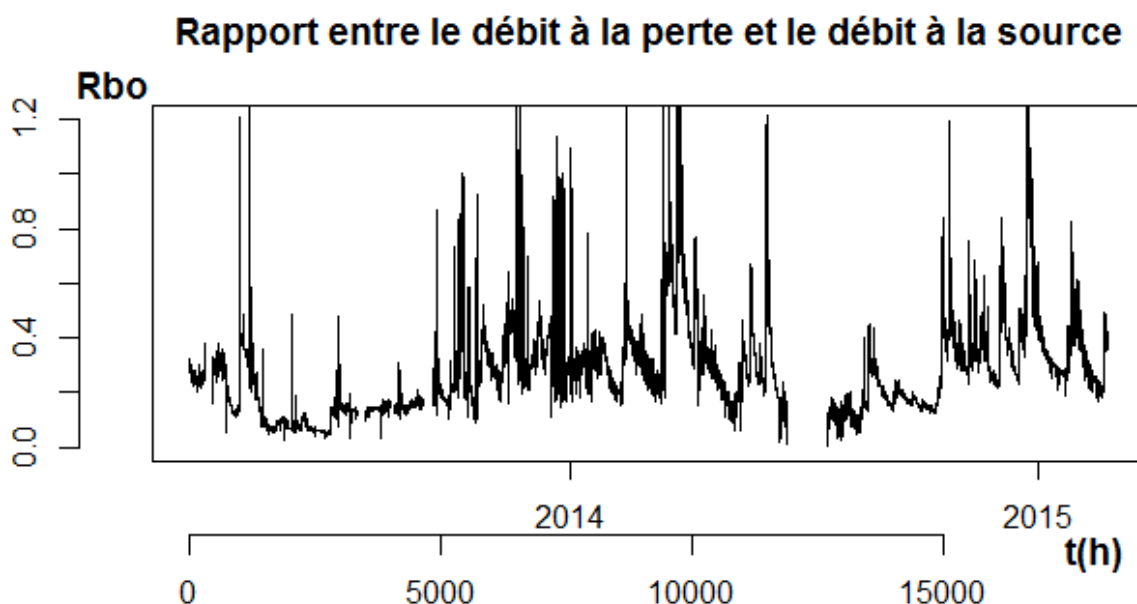


Figure 108 : Rbo, Rapport entre le débit à la perte et à la source

On peut également noter que lors d'épisodes de fortes crues, le débit du Bébec (même tronqué pour tenir compte du débordement) est supérieur à celui à la source, et que leur rapport peut pendant ce type d'événements varier entre 1 et 1.85. Le débit du Bébec est supposé s'infiltrer complètement dans le réseau karstique. Une des hypothèses pour expliquer ce rapport des débits est que le débit du Bébec contribue alors à alimenter des réseaux annexes du système karstique, ou bien une partie de la matrice fissurée connectée aux conduits. En toute rigueur, une instrumentation pérenne de la Ravine (ruisseau de débordement du Bébec lors d'événements exceptionnels) serait nécessaire pour estimer plus précisément la part de débit ne contribuant pas au débit karstique.

L'étude des volumes cumulés à la source et à la perte (Figure 109) permet de retrouver le rapport précédemment mis en évidence : le volume cumulé total du Bébec est égal à un tiers du volume cumulé à la source. Les deux cycles hydrologiques mesurés sont encore visibles sur le volume cumulé du Bébec (pente plus faible lors des étiages et plus importante en période hivernale). Par contre, ce phénomène n'est pas visible sur le volume cumulé à la source, qui apparaît presque linéaire.

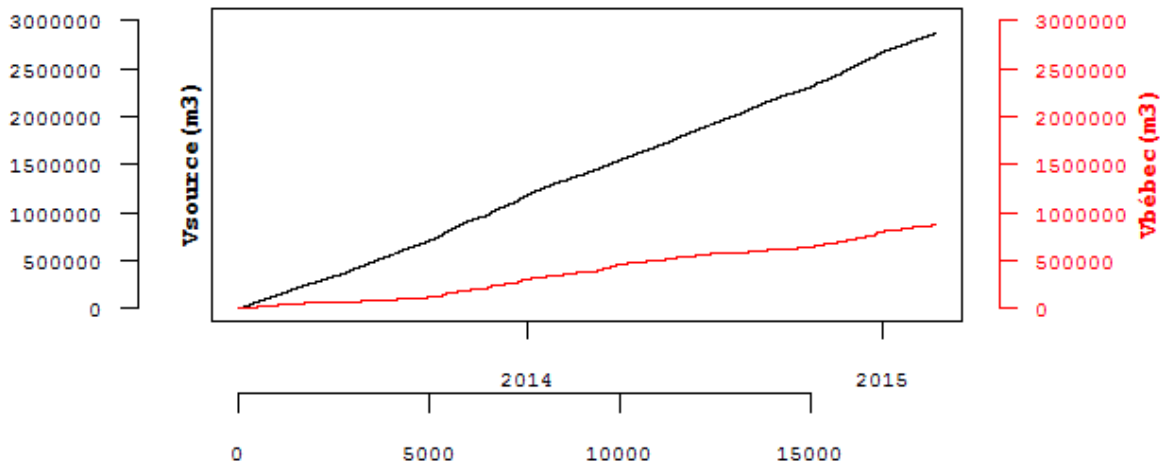


Figure 109 : Volumes cumulés à la source (V_{source}) et à la perte ($V_{bébec}$)

2.1.2 Pluviométrie

La pluviométrie enregistrée sur la période étudiée est présentée Figure 110. Sur la première année hydrologique (définie ici à partir de la première donnée enregistrée), le volume cumulé total des précipitations sur l'année est de 1020 mm. Sur la deuxième année hydrologique, le cumul des précipitations est de 961 mm.

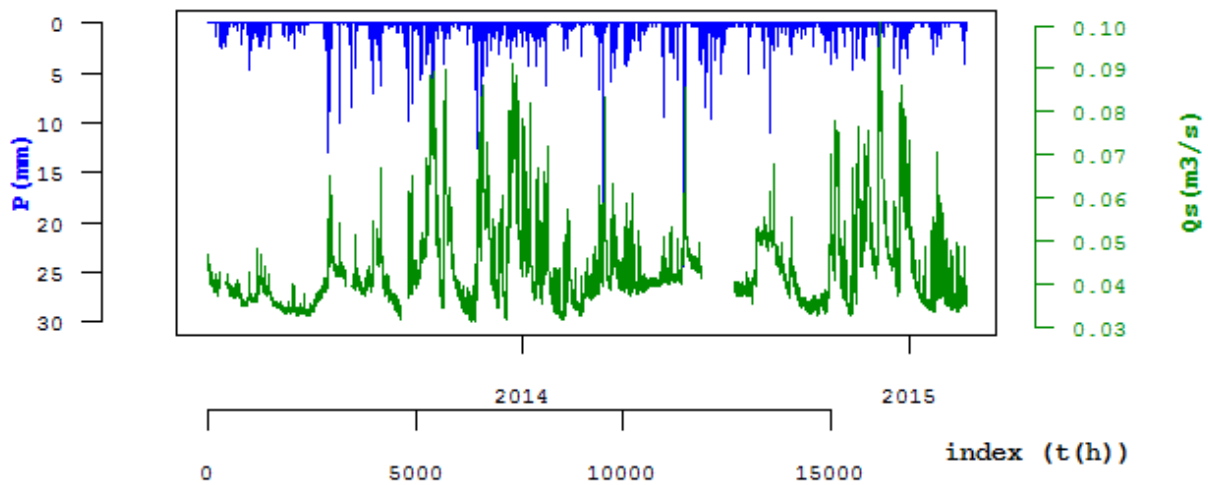


Figure 110 : Pluviométrie P et débit à la source Q_s

2.1.3 Tentative de bilan hydrologique

Le fait d'établir un bilan hydrologique des bassins karstiques est utile, notamment pour déterminer la taille du bassin, ou pour mettre en évidence la perte d'eau au profit d'autres systèmes, ou au contraire l'apport de systèmes extérieurs (Dörfliger 2010).

Une tentative de bilan hydrologique a été faite sur l'année 2013-2014. Pour éviter les biais dus à la lacune du mois d'août 2014, le bilan a été calculé du 1^{er} août 2013 au 1^{er} août 2014 et non plus tardivement dans l'été. L'ETP a été calculée au pas mensuel à l'aide de la formule de Thornthwaite (voir plus bas en 3.2.1.1) sur chaque mois, puis sommée pour obtenir une valeur annuelle. La valeur obtenue est cohérente avec les valeurs moyennes observées dans la littérature, ici environ 57% de la pluviométrie.

Tableau 12 : Cumuls des pluies, ETP et des débits

Pluie totale (mm)	ETP (mm)	Pluie efficace (mm)	Débit source (m ³)	Débit Bébec (m ³)
1110	638	472	1412002	475886

Plusieurs éléments viennent compliquer l'analyse du bilan hydrologique. Tout d'abord, la configuration du bassin comme karst binaire avec une perte pose la question de l'indépendance du bassin amont (bassin de surface du Bébec), et du bassin aval. Les écoulements de sub-surface peuvent-ils être en connexion hydraulique avec l'aquifère souterrain du bassin intermédiaire (aquifère de la craie entre la faille et la source) ? Les études géophysiques présentées en partie 2 montrent a priori un rôle de barrière hydraulique de la faille, au moins à proximité de la perte. Il reste toutefois difficile de conclure sur la possibilité d'écoulements en profondeur (du bassin amont vers le bassin aval). Précédemment, la comparaison entre le débit du Bébec et celui de la source du Hannot a montré que le premier vaut un tiers de la valeur du deuxième. L'apport complémentaire pour le volume à la source peut provenir d'infiltration diffuse, et d'apports par l'aquifère de la craie. Enfin, la position de surverse de la source implique de possibles pertes du système karstique, soit vers les alluvions (bien que leur transmissivité soit faible), soit vers l'aquifère de la craie. Un autre risque de biais est lié au calcul de l'ETP via des formules empiriques, qui ne peut fournir qu'un ordre de grandeur de l'évapotranspiration réelle (Dörfliger 2010).

En supposant l'indépendance des deux bassins, et en négligeant pour l'instant les possibles échanges (apports de l'aquifère de la craie ou pertes vers des systèmes plus profonds), on peut poser le bilan suivant :

$$V_{int} = V_s - V_p = 936116 \text{ m}^3$$

Avec V_{int} cumul du débit associé au bassin intermédiaire entre la perte et la source, V_s cumul du débit à la source et V_p cumul du débit à la perte.

On a alors une estimation de la surface du bassin d'alimentation donnée par :

$$S = \frac{V_{int}}{P_{eff}} = 1,98 \text{ km}^2$$

Où S est la surface du bassin d'alimentation, V_{int} le volume cumulé et P_{eff} la pluie efficace.

Le bassin intermédiaire serait donc légèrement plus petit que l'estimation présentée en partie 1 en 3.1.2.2. (basée sur les traçages et les cartes piézométriques), avec 2 km^2 au lieu de 4.3 km^2 , ce qui ramènerait la taille finale de la totalité du bassin à 10.3 km^2 .

Dans cette hypothèse, le bilan est bouclé avec :

$$P_{eff} * S + Q_p = Q_s$$

Dans l'hypothèse où des circulations d'eau ne rejoignant pas l'exutoire (la source de Norville) seraient possibles (vers la matrice fissurée ou des systèmes profonds), la surface d'alimentation du bassin intermédiaire serait plus grande, et pourrait éventuellement atteindre la superficie estimée en partie 1. De nouveaux traçages pourraient venir confirmer l'extension latérale du bassin intermédiaire.

2.1.4 Tentatives d'analyse de récessions

Comme présenté en Partie 1, l'analyse de récession est une méthode classique d'analyse du fonctionnement des systèmes karstiques.

Cependant, le régime climatique en Normandie et le fonctionnement hydrologique associé rend difficile l'isolement de courbes de récessions complètes, car de nouveaux événements pluvieux viennent interrompre le tarissement (voire la décrue).

Trois événements avec une période de baisse de débit suffisamment importante pour pouvoir atteindre le tarissement ont été choisis parmi les très rares occurrences. Le premier a eu lieu en novembre 2013, sur 20 jours, avec toutefois un petit événement secondaire qui a été négligé. Le second s'est produit en mars 2014, sur une durée de 15 jours. Enfin, le troisième a pris place en novembre 2014 (20 jours). Les ajustements sont présentés en Figure 111.

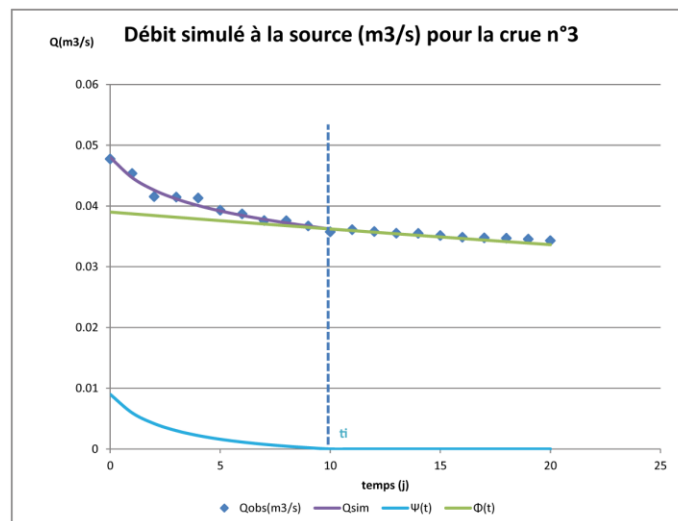
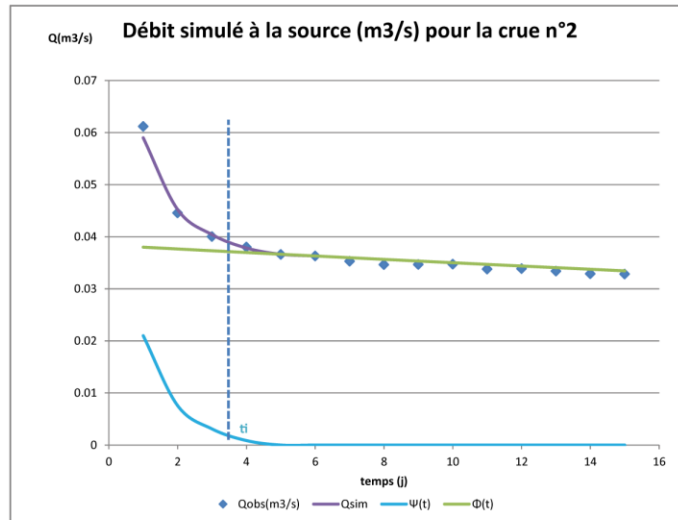
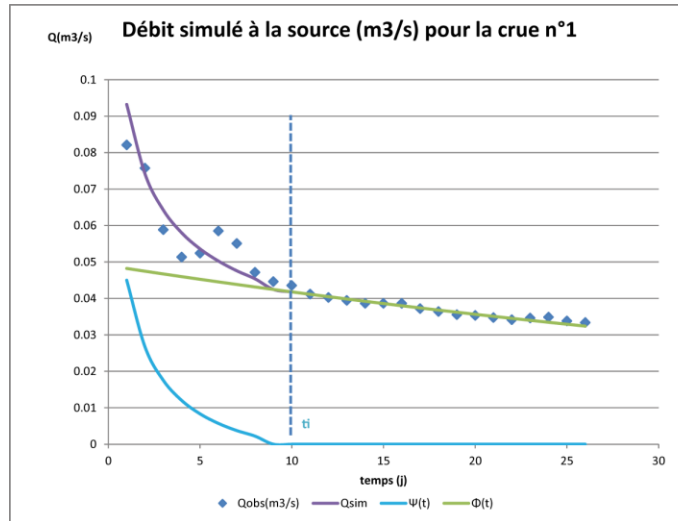


Figure 111 : Ajustement des courbes de récessions pour trois événements

A partir de l'ajustement des courbes de récessions, les paramètres obtenus permettent d'estimer le volume d'eau contenu dans le réservoir étudié, et de caractériser le fonctionnement de la zone d'infiltration.

Pour cela, deux coefficients ont été proposés par Mangin. Le coefficient d'infiltration i traduit le retard à l'infiltration ; variant entre 0 et 1, il prend une valeur faible pour les systèmes à transit rapide, et inversement une valeur élevée pour les systèmes complexes où l'infiltration est lente. Il est défini comme suit :

Équation 20

$$i = \frac{1 - 2\eta}{1 + 2\varepsilon}$$

Avec η et ε des paramètres d'infiltration issus de l'ajustement.

Le second coefficient est le paramètre k , coefficient de stockage. Il traduit l'aptitude du système karstique à stocker les précipitations et à les restituer dans le temps, et sur l'importance du karst noyé. Il s'exprime :

Équation 21

$$k = \frac{Max(V_d)}{V_{ta}}$$

Avec V_d le volume dynamique du réservoir, c'est-à-dire le volume d'eau en mouvement de la zone noyée, V_t le volume de transit (volume écoulé lors de la période observée), et V_{ta} le volume de transit moyen annuel écoulé sur l'ensemble de la période observée.

Après l'ajustement, on obtient les valeurs suivantes des paramètres (Tableau 13) :

Tableau 13 : Paramètres de l'analyse des récessions de Mangin

	α	η	ε	t_i	V_d	V_t	i
crue1	0.016	0.100	1.5	10	266264	96036	0.27
crue2	0.009	0.279	1	3	360791	48217	0.15
crue3	0.007	0.100	0.362	10	455351	65335	0.46
moy	0.011	0.160	0.954	7.667	360802	69863	0.30
max	0.016	0.279	1.5	10	455351	96036	0.46

La valeur moyenne du coefficient d'infiltration i est de 0,3. Le coefficient de tarissement α présente des valeurs plutôt faibles (à associer à un karst moyennement développé, ou de petites dimensions). Le paramètre d'infiltration η , est associé ici à des valeurs moyennes, associées à une infiltration ni particulièrement rapide, ni particulièrement lente. Le coefficient d'hétérogénéité d'écoulement ε varie entre 0,36 et 1,5 soit des valeurs moyennes à fortes : l'infiltration associée est d'abord rapide, puis lente (courbure importante).

Le volume de transit est le volume annuel moyen sur la période étudiée. Ici $V_{ta}=1,47.10^6 \text{ m}^3$. Le coefficient de stockage k est le rapport entre le volume dynamique maximal observé et le volume de transit annuel, soit ici $k=0,31$. Le système vient donc se classer en catégorie 2 de la classification de Mangin, c'est-à-dire comme système avec un conduit karstique plus développé dans la partie amont que dans la partie aval associé à un délai de recharge. La seconde crue montre un coefficient d'infiltration i plus faible, ce qui placerait le système en catégorie 4 (zone d'infiltration bien karstifiée et réseau de conduits important se terminant par une zone noyée).

Seuls trois épisodes ont été considérés, dont le premier imparfait. Mais la difficulté d'extraire des ensembles décrue-tarissement complets empêche pour l'instant d'obtenir assez de valeurs pour calculer des coefficients i et k plus fiables. Toutefois il est intéressant de considérer les périodes hydroclimatiques différentes des décrues étudiées, parce qu'elles peuvent témoigner de la non-stationnarité de la relation pluie/débit (et donc des valeurs de i très différentes). Les variations de niveau piézométrique peuvent entraîner une configuration hydrogéologique du système très variable.

2.2 Analyses corrélatoires

2.2.1 Méthodes

2.2.1.1 Autocorrélation

L'autocorrélation est une méthode univariée qui repose sur la série temporelle étudiée : la fonction d'autocorrélation correspond à la corrélation de cette série avec elle-même, décalée dans le temps selon des retards croissants. Un autocorrélogramme apporte des informations sur la nature du signal étudié, notamment le degré de dépendance linéaire de la variable étudiée avec ses valeurs précédentes, sa non-stationnarité, ou bien encore le type de bruit le cas échéant.

La fonction d'autocorrélation $C(k)$ et le coefficient d'autocorrélation $r(k)$ sont définis comme suit :

Équation 22

$$r(k) = \frac{C(k)}{C(0)}$$

Équation 23

$$C(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(x_{t+k} - \bar{x})$$

Où k est le retard (ou décalage) temporel, n la longueur de la série temporelle étudiée, x la valeur de la série au temps t , et \bar{x} la valeur moyenne de la série. Le décalage temporel k varie de 0 à m , généralement fixé à $n/3$ dans la littérature (Mangin 1984).

L'autocorrélogramme permet d'estimer « l'effet mémoire » (ou l'inertie) d'un système. Afin de comparer les différents systèmes karstiques entre eux, un temps caractéristique a été fixé, par convention le temps correspondant à la valeur de 0.2 de l'autocorrélogramme normalisé. Une variante proposée par Massei et al. (2006), l'effet mémoire peut-être estimé via la forme de la fonction d'autocorrélation, notamment en quantifiant le taux de décroissance de la fonction.

L'autocorrélation peut donner une indication sur le taux de karstification et la capacité de stockage d'un système karstique (Panagopoulos and Lambrakis 2006), bien que la morphologie et l'organisation des réseaux internes soient aussi des facteurs d'inertie (Hanin 2010). Toutefois, la fréquence et la distribution des événements pluvieux peuvent également influencer la forme de l'autocorrélogramme (Fournier 2006) et sont donc à prendre en compte avant toute comparaison.

2.2.1.2 L'intercorrélation

L'intercorrélation ou corrélation croisée permet de déterminer la corrélation entre deux séries temporelles x_t (entrée) et y_t (sortie), décalées dans le temps. L'intercorrélation renseigne sur l'intensité de la corrélation en fonction du décalage temporel, ainsi que sur les relations de causalité entre les séries.

La fonction d'intercorrélation croisée $r_{xy}(k)$ et le corrélogramme $C_{xy}(k)$ sont définis comme suit :

Équation 24

$$r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y}$$

Équation 25

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y})$$

Avec k le décalage temporel, x_t la valeur de la série x au temps t , y_t la valeur de la série y au temps t , \bar{x} et \bar{y} les moyennes des deux chroniques, et σ_x et σ_y les écart-types des deux chroniques.

- Si $r_{xy}(k) > 0$ pour $k > 0$, le signal d'entrée influence le signal de sortie, et les deux signaux sont corrélés.
- Si $r_{xy}(k) < 0$ pour $k > 0$, le signal d'entrée influence le signal de sortie, et les deux signaux sont anti-corrélés.
- Si $r_{xy}(k) > 0$ pour $k < 0$, alors le signal de sortie influence le signal d'entrée et les signaux sont corrélés.
- Si $r_{xy}(k) < 0$ pour $k < 0$, alors le signal de sortie influence le signal d'entrée et les signaux sont anti-corrélés.

Lorsque le signal d'intercorrélation est symétrique et centré en 0, alors les deux signaux réagissent en même temps à un troisième signal indépendant.

Le temps de réponse est défini comme le décalage temporel k lorsque $r(k) = \max [r_{xy}(k)]$. Si le signal d'entrée est aléatoire (chronique pluviométrie avec une fonction d'autocorrélation assimilable à un Dirac), la fonction d'autocorrélation $r_{xy}(k)$ est alors assimilable à la réponse impulsionnelle du système (Mangin 1984). Parfois, plusieurs pics peuvent être observés dans la fonction d'intercorrélations ; il peut s'agir d'artefacts de corrélation, ou bien parfois de pics indiquant des réponses distinctes du système liées à l'hétérogénéité des porosités (Padilla and Pulido-Bosch 1995; Lee et al 2006).

2.2.2 Corrélogrammes : approche de l'inertie du système

Les autocorrélations sont effectuées dans le but de décrire le fonctionnement global des systèmes ; pour cela elles sont classiquement appliquées sur de longues chroniques de plusieurs cycles hydrologiques (Mangin 1984; Larocque et al 1998; Labat et al 2000b). Ici elles ont été effectuées sur les deux cycles hydrologiques disponibles.

La Figure 112 a présente les autocorrélations de la pluviométrie (forçage d'entrée), du débit du Bébec (apport au système karstique) et du débit à la source.

Pour la chronique de pluviométrie, deux très faibles pics peuvent être observés vers 5 jours, 11 jours et aux alentours de 20 jours, ce qui peut être interprété comme le temps séparant des événements pluvieux d'une certaine importance. La chronique pluviométrique ne montre pas d'effet mémoire. L'effet mémoire observé pour le débit à la perte est de 6.8 jours (par convention en hydrologie à une valeur de 0.2 du coefficient de corrélation); à la source, il est de 14 jours.

Les graphiques d'intercorrélations sont présentés en Figure 112 b. Le premier graphique présente l'intercorrélations entre la pluie et le débit du Bébec. La corrélation maximale vaut 0.23, pour un lag de 5 heures, ce qui montre la réactivité du bassin de surface. Des pics de moindre amplitude sont observés pour 2.8 jours, 4.7 jours, 6.1 jours et enfin 39 jours. Le maximum de corrélation observé entre la chronique de précipitations et celle de débit à la source (graphique b2) est de 0.17, pour un lag de 26 heures. Ce délai est égal à la moyenne des temps modaux observés sur les traçages présentés en partie 3. Sur ce graphique, on observe deux maxima locaux suite au pic de corrélation, pour des lags de 3.6 et de 5.4 jours. Ce deuxième pic de 5.4 jours est à mettre en parallèle avec le lag de 5 jours observé sur l'autocorrélations de la chronique pluviométrique (qui correspondrait à une durée séparant fréquemment des épisodes pluvieux). Par contre, le lag de 3.6 jours observé pourrait être expliquée par une infiltration rapide dans le système (par des bétoires notamment). Enfin, le graphique b3 présente l'intercorrélations entre le débit à la source et le débit à la perte. Le maximum observé est de 0.64 pour un lag de 12 heures. Ce temps est inférieur au temps d'apparition moyen lors des traçages effectués ($t_{app}=18h$). L'augmentation du débit à la source s'effectuerait dans un premier temps par effet piston, avant l'arrivée d'apports de surface. Sur ce graphe est également observé un changement de pente avec deux extrema locaux à 3 et 5 jours. Un pic supplémentaire est visible pour un lag de 12 jours.

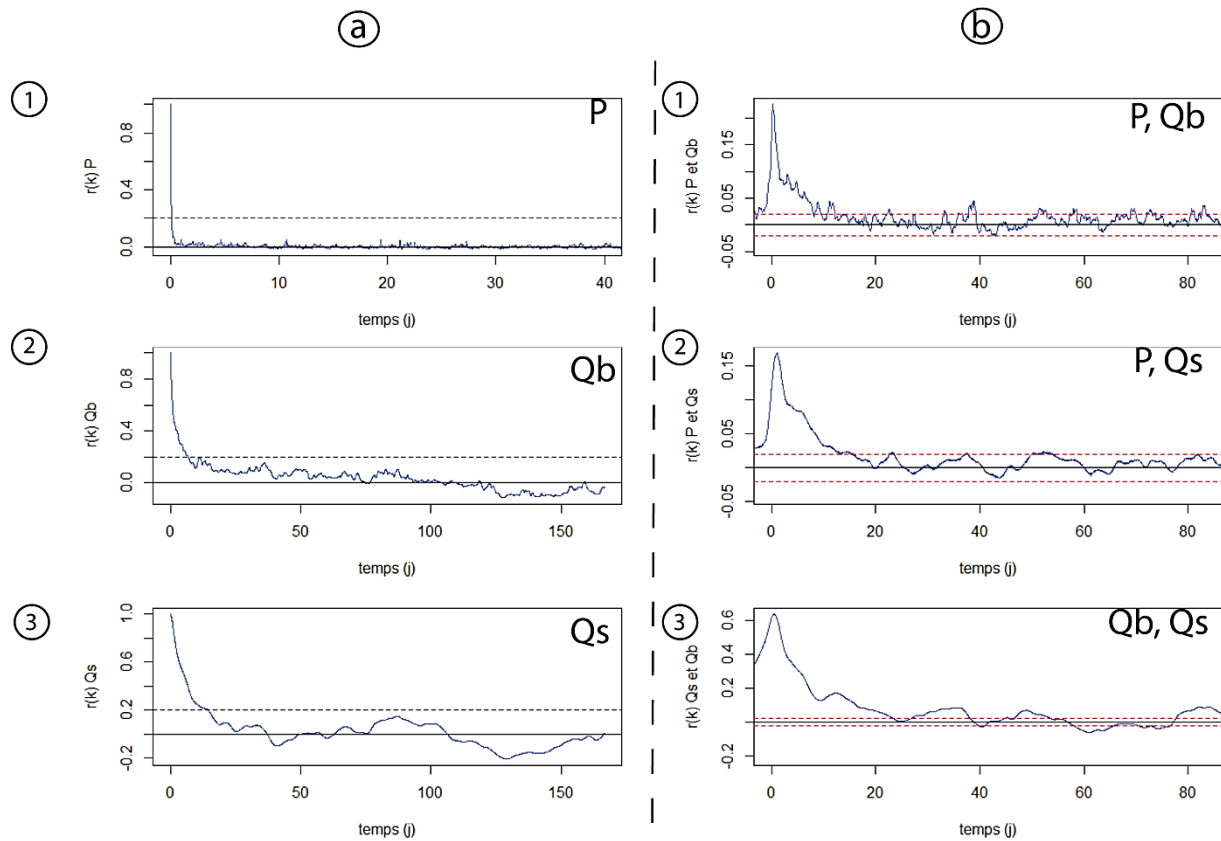


Figure 112 : Corrélogrammes des chroniques de pluviométrie P, débit du Bébec Qb et débit à la source Qs

(a) Autocorrélogrammes de (1)P, (2)Qb et (3)Qs ; (b) Intercorrélogrammes de (1)P et Qb ; (2)P et Qs et (3) Qs et Qb

Les graphiques de corrélation et d'intercorrélation ont donc apporté des informations sur l'inertie du système (7 jours pour le Bébec et 14 jours pour la source), et sur les délais observés entre les chroniques (26 heures entre la pluie et le débit à la source, 12 heures entre le Bébec et la source). Les pics supplémentaires observés peuvent pour certains être causés par une infiltration concentrée. Pour compléter ces premiers résultats, d'autres méthodes ont été appliquées.

2.3 Analyses spectrales, EEMD, Ondelettes

2.3.1 Méthodes

2.3.1.1 L'analyse en ondelettes

L'analyse en ondelettes (ou transformation par ondelettes) est une méthode qui contourne certains défauts inhérents à la transformée de Fourier concernant la manière de « découper » le signal. Elle utilise une ondelette qui se déplace le long du signal, en calculant le spectre à chaque position. Cette opération est répétée en compressant ou en dilatant cette ondelette, c'est à dire en modifiant son échelle, de manière à obtenir une collection de représentation « temps-fréquence » ou « temps-échelle » du signal (Figure 113). Les échelles d'ondelettes ne correspondent pas directement à la période au sens de Fourier, mais il est possible d'exprimer l'échelle en fonction de la période de Fourier. Pour une ondelette analysante de Morlet de fréquence 6 (sans dimension), l'échelle est à peu près égale à la période. Les grandes échelles correspondent à de faibles fréquences, tandis que les petites échelles correspondent aux hautes fréquences. La méthode des ondelettes a pour avantage de détecter de petites fréquences (grandes échelles) avec de longues fenêtres de temps, et des hautes fréquences (petites échelles) en utilisant de petites fenêtres temporelles. La transformation en ondelettes peut suivre une démarche théorique continue ou discrète, opérée dans ce deuxième cas un cadre multi-résolution par projection du signal sur un banc de filtres suivant un principe différent de celui exposé ci-dessus. Dans la pratique, évidemment, la transformation est discrétisée, tous les signaux réels continus étant nécessairement échantillonnés.

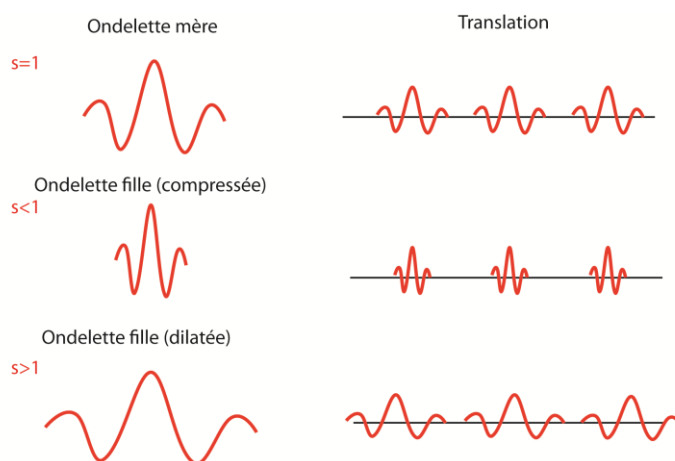


Figure 113 : Ondelette mère et ondelettes filles

Une ondelette fille $\psi_{\tau,s}(t)$ est une fonction d'ondelette obtenue à partir d'une ondelette mère ψ après dilatation ou compression, et décalée dans le temps.

Équation 26

$$\psi_{\tau,s}(t) = \frac{1}{\sqrt{|s|}} \psi\left(\frac{t - \tau}{s}\right)$$

Où τ est un terme de translation (information temporelle dans le domaine de transformation), et s est un paramètre d'échelle définissant la taille de l'ondelette (i.e. la taille l'intervalle en-dehors duquel l'amplitude de l'ondelette est négligeable). L'analyse en ondelettes permet de mesurer la similitude de contenu fréquentiel entre le signal étudié et les fonctions de base que sont les ondelettes.

Dans le cas de la transformée en ondelette continue (CWT, Continuous Wavelet Transform), le coefficient de transformation est donné par la convolution de $x(t)$ avec la fonction ondelette fille :

Équation 27

$$CWT_x^\psi = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \psi_{\tau,s}(t) dt$$

Où $\psi_{\tau,s}^*(t)$ est le conjugué de $\psi_{\tau,s}(t)$, pour obtenir un spectre réel, même si l'ondelette est complexe.

Lorsqu'on fait varier s , paramètre d'échelle, et τ , paramètre de translation, il est possible de construire un plan temps-échelle contenant les valeurs des coefficients d'ondelette ; ce diagramme temps-échelle est appelé scalogramme.

La transformation en ondelettes continue n'est pas toujours adaptée à certaines applications pratiques (transformée redondante : corrélation des coefficients en temps et en échelle,, nombre infini d'ondelettes, fonctions sans solutions analytiques). L'analyse multirésolution fournit la possibilité de projeter le signal sur une base orthogonale d'ondelettes (« l'analyse ») générée à partir d'un banc de filtres suivant une échelle dyadique (i.e. en puissances de 2) et de reconstruire pour chaque niveau de cette échelle la composante du signal expliquant la variabilité pour l'échelle considérée (« la synthèse »). La décomposition est orthogonale (bien que des versions redondantes puissent être souhaitables et utilisées dans certaines applications) et la somme des composantes restitue le signal initial. Elle renseigne sur la variation temporelle des séries à différentes échelles de variabilité. La transformée discrète en ondelettes est définie comme suit :

Équation 28

$$\psi_{m,n}\left(\frac{t-\tau}{s}\right) = s_0^{-m/2} \psi\left(\frac{t-n\tau_0 s_0^m}{s_0^m}\right)$$

Avec m et n des entiers contrôlant la dilation et la translation ; les paramètres s_0 et τ_0 sont usuellement choisis égaux à 1 et 2 respectivement. C'est ce qu'on appelle l'échelle dyadique (Mallat 1989).

En considérant maintenant une série temporelle discrète x_i , le coefficient d'ondelette devient :

Équation 29

$$W_{m,n} = 2^{-m/2} \sum_{i=0}^{N-1} x_i \psi(2^{-m}i - n)$$

$W_{m,n}$ est le coefficient d'ondelette pour les ondelettes discrètes d'échelle $s=2^m$ et la localisation $n=2^m n$. Dans ce cas, l'analyse multi-résolution est réalisée à des niveaux où l'échelle est donnée par 2^m (Daubechies and Lagarias 1992); elle permet de réaliser une décomposition du signal sous la forme de détails et d'une approximation finale (i.e. le dernier résidu qui n'est plus décomposé en un détail et une approximation). Chaque détail $D_m(t)$ du signal C est donné par une transformation inverse :

Équation 30

$$D_m(t) = \sum_n C(m,n) \psi_{m,n}(t)$$

Pour un niveau donné J , la somme des détails pour $j>J$ donne l'approximation du signal au niveau J , soit :

Équation 31

$$A_j(t) = \sum_{j>J} D_j(t)$$

Le résultat de l'analyse multirésolution est une somme de la dernière approximation (au niveau J choisi) et des détails, de la forme :

Équation 32

$$S = A_1 + D_1 = A_2 + D_2 + D_1 = A_3 + D_3 + D_2 + D_1 = \dots = A_J + D_J + \dots + D_1$$

Le procédé de décomposition équivaut à employer une série de filtres passe-haut et passe-bas pour l'extraction des détails et des approximations.

La transformation en ondelettes a été utilisée dans de nombreuses études de séries hydrologiques et météorologiques pour analyser la stationnarité ainsi que les variabilités présentes dans les signaux étudiés (Smith et al 1998; Nakken 1999; Coulibaly and Burn 2004; Liu et al 2011). En domaine karstique, Labat a proposé une comparaison des détails de l'analyse multirésolution de la pluie du débit par intercorrélation (Labat et al 2002). La CWT a des avantages par rapport à l'AMR et inversement. La CWT est traditionnellement utilisée à des fins de visualisation du contenu spectral du signal : elle permet l'analyse et la détection les fréquences potentiellement existantes dans le signal, alors que l'AMR se restreint à un nombre discret d'échelles (i.e., généralement en puissance de 2 de la moyenne de l'intervalle de l'échantillonnage) (Rioul and Vetterli 1991).

Il existe des ondelettes (mères) de différents types : les ondelettes de Morlet (CWT), dérivée de gaussienne (CWT, e.g. « chapeau mexicain » pour une dérivée seconde) de Harr (AMR, = Daubechies à 2 coefficients), de Daubechies (AMR), répondant à différentes propriétés non développées ici (Figure 114).

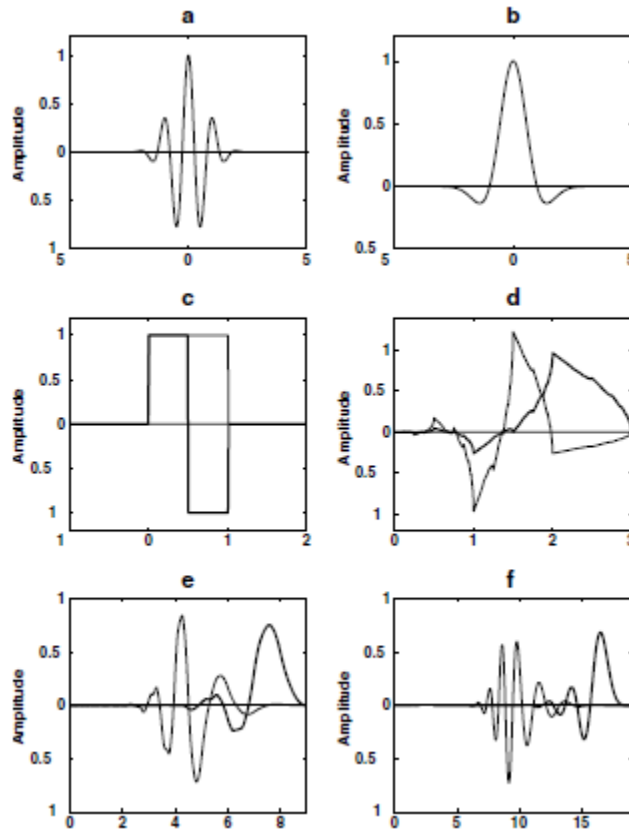


Figure 114 : Exemple d'ondelettes mères usuelles (Labat et al 2000c)

(a) Ondelette de Morlet ; (b) Ondelette en chapeau mexicain ; (c) Ondelette de Haar (gras) et fonction d'échelle ; (d) Daubechies 4 (gras) et fonction d'échelle ; (e) Daubechies 12 ; (f) Daubechies 20

2.3.1.2 EEMD

La décomposition modale empirique (Empirical Method Decomposition : EMD) est une approche qui consiste à filtrer un ensemble de signal auquel on a préalablement ajouté du bruit blanc (Wu and Huang 2009). Cette méthode de décomposition multirésolution développée par Huang (1998) a pour objectif de faciliter l'extraction de composantes du signal ayant davantage de sens physique par rapport aux techniques d'ondelettes, dans la mesure où elle ne repose pas sur l'utilisation de filtres appliqués au signal, mais sur le seul contenu du signal : il s'agit donc d'une méthode auto-adaptative dont le résultat ne contient pas la signature du filtre utilisé pour mener l'analyse (il n'y en a pas). Le principe de la décomposition consiste en l'application d'une procédure itérative pour extraire des composantes appelées fonctions intrinsèques modales (IMF), qui comporte plusieurs étapes (Figure 115) :

1. Identifier les extrema locaux et déterminer les enveloppes inférieures et supérieures par interpolation (via une fonction spline)
2. Calculer le signal associé à la moyenne local des deux enveloppes
3. Si ce signal satisfait à deux conditions (a) le nombre d'extrema est égal au nombre de croisements avec l'axe des abscisses et (b) en tout point, la valeur moyenne des enveloppes est égale à zéro, alors ce signal est une IMF (la première). Si ce n'est pas le cas, les points 1 et 2 doivent être répétés jusqu'à satisfaire ces deux conditions.
4. Soustraire l'IMF du signal original, pour obtenir ainsi le premier résidu. Ce premier résidu subit alors le même processus jusqu'à obtenir l'IMF suivante. La fin de l'algorithme est atteinte lorsque le dernier résidu ne peut satisfaire les deux conditions présentées au point 3 ; ce résidu est alors conservé et représente la tendance présente dans le signal.

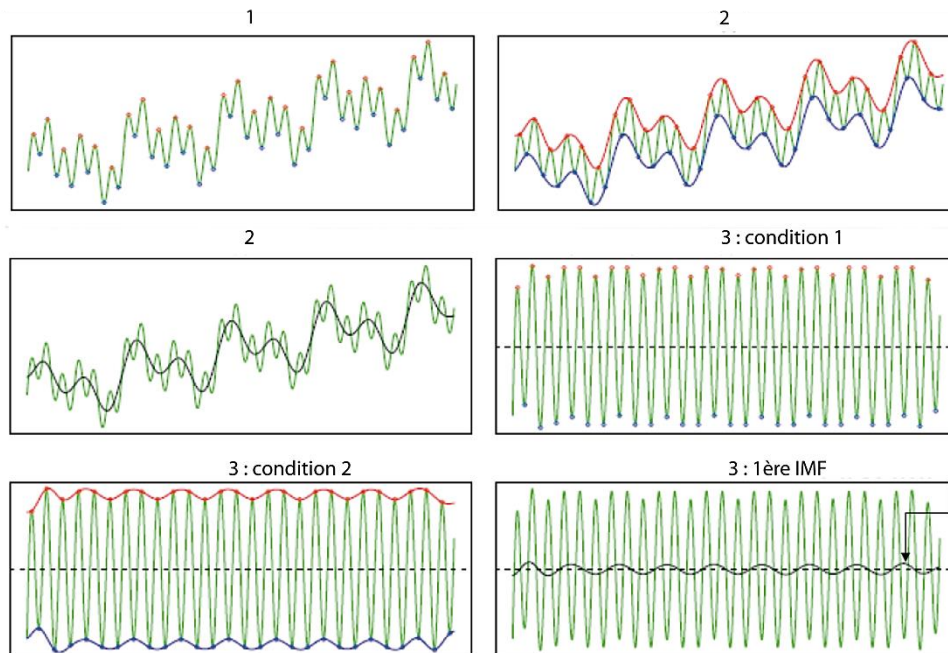


Figure 115 : Etapes de l'EMD (modifié d'après Kim and Oh (2009))

L'EEMD ou Ensemble Empirical Mode Decomposition est une évolution de l'EMD destinée améliorer la gestion de l'intermittence au sein des signaux à analyser. Pour des signaux très intermittents, la problématique réside dans l'occurrence possible d'extrema locaux pouvant être tantôt très éloignés, tantôt très rapprochés : l'EEMD consiste à bruite le signal à analyser à l'aide d'un bruit blanc d'amplitude suffisante pour masquer les intermittences entre les extrêmes successifs. Le bruit blanc ajouté est éliminé par moyenne d'ensemble. Bien qu'efficace, la mise en œuvre de la technique requiert des temps de calcul pouvant être importants et n'est pas exempte de biais qui ne seront pas discutés. Elle a toutefois été employée avec succès, bien que relativement récemment, en hydrologie (Massei and Fournier 2012). Dans le domaine du karst, elle a permis d'étudier l'hydrodynamique de ces systèmes et leur variabilité hydrologique.

2.3.2 Résultats : variabilité interne des signaux

Les méthodes présentées sont appliquées aux chroniques mesurées, dans le but de voir si certaines composantes de débit sont identiques à celle de pluie, ou en quoi elles sont différentes, et également détecter des périodicités (ici la marée).

L'analyse multirésolution des pluies et des débits (à la source et à la perte) a été effectuée sur les chroniques mesurées (Figure 116).

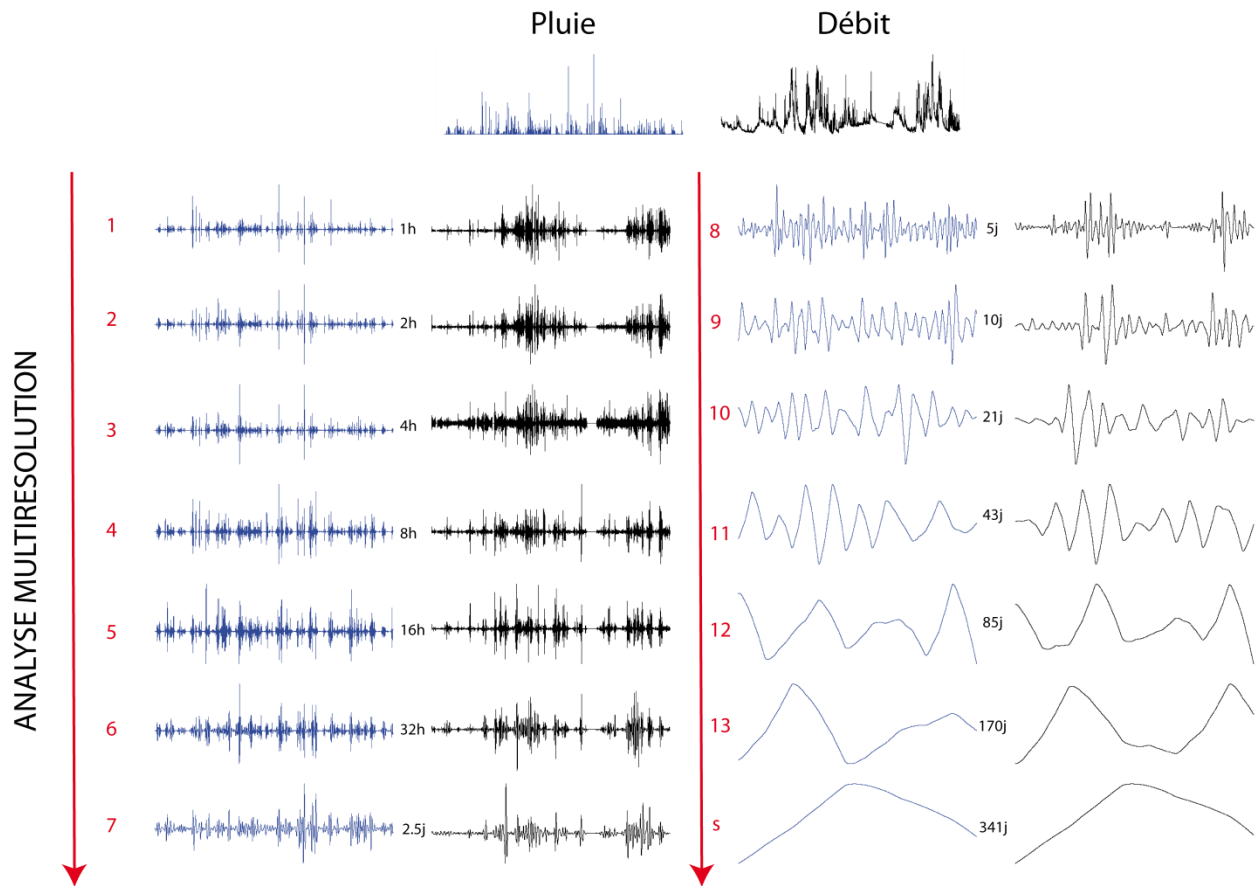


Figure 116 : Analyse multi-résolution de la pluie et du débit observé à la source (Daubechies 8)

Les corrélations simples entre détails sont très faibles pour les détails 1, 2 et 6 (<0.05); faibles à moyennes pour les détails 3, 4, 5, 7, 8 (>0.1 et <0.5) et élevées (>0.6) pour les détails 9 à 13 et le résidu. L'intercorrrelation détail à détail donne des résultats similaires (à peine meilleur $r(k)$), avec des lags nuls ou faibles, à l'exception du détail 6 qui passe en corrélation moyenne (0.2 avec un lag de 26h).

La transformation par ondelettes a été appliquée aux séries chronologiques étudiées pour la pluviométrie (Figure 117), le débit au Bébec (Figure 118) et le débit à la source (Figure 119).

Le spectre de puissance de la pluviométrie permet d'observer les périodes d'étiages, de faible pluviométrie ou de pluviométrie nulle (autour de $x=2500$, $x=10000$ et $x=17000$) en bleu. La chronique est un peu courte pour observer la variabilité annuelle, qui se trouverait à l'extrémité supérieure de la figure, en dehors du cône d'influence. Une bande de puissance plus élevée peut être observée entre 21 et 85 jours.

La même analyse a été conduite avec le débit du Bébec, autre signal d'entrée du système (Annexe 4).

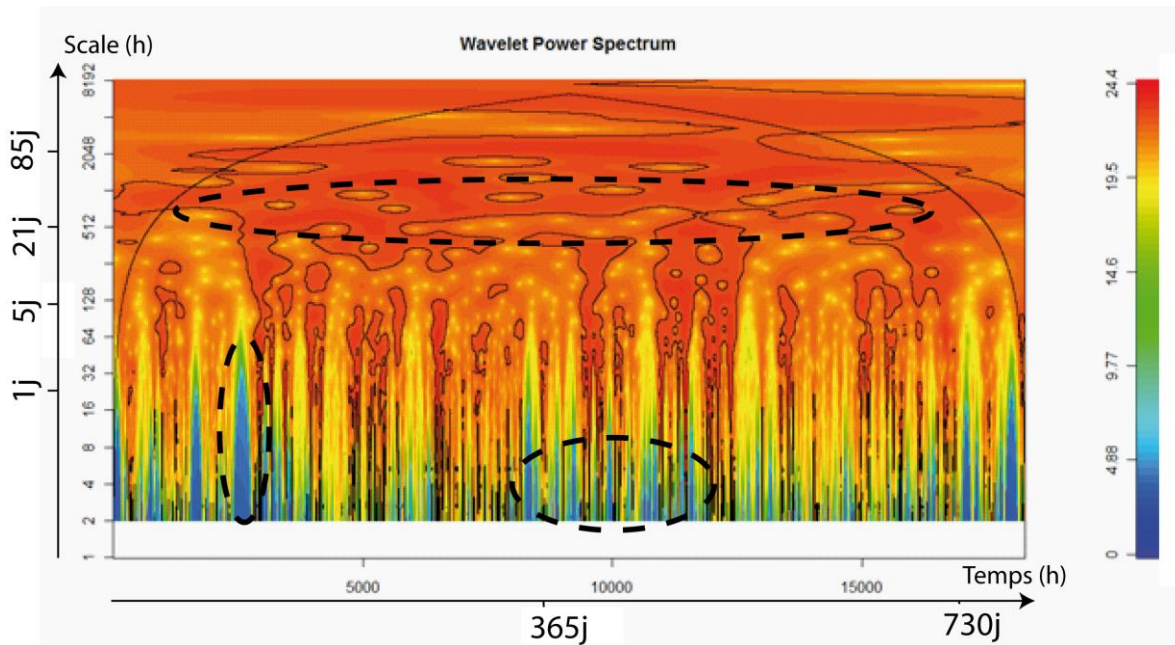


Figure 117 : Spectre en ondelettes de la pluie horaire (2013-2015)

Le spectre en ondelettes du débit à la perte présente de fortes puissances de manière discontinue, en particulier associées aux périodes hivernales, pour les échelles de 21 jours, autour de 43 jours, et 85 jours, que l'on retrouve pour la pluviométrie.

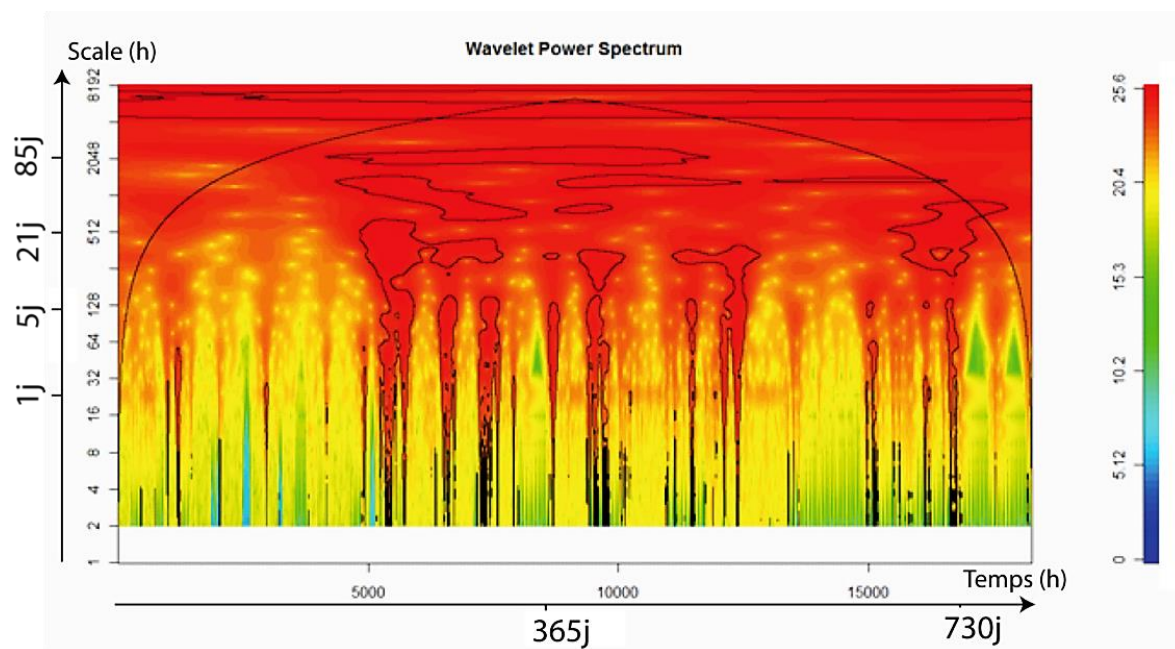


Figure 118 : Spectre en ondelettes du débit du Bébec (2013-2015)

Sur le spectre de puissance de la source, les zones de très faible puissance (en bleu) correspondent à des zones de lacunes dans les données, pour cause de panne de batteries pour les trois premières, et de vol des panneaux solaires en août 2014 pour la plus importante. Le mode de variabilité à 21 jours se retrouve pour les périodes hivernales. Le mode de variabilité à 85 jours se retrouve aussi. Une bande de puissance supérieure peut être observée pour une échelle de 12 heures, ce qui est caractéristique de la fréquence de la marée, dont l'influence a été montrée en partie 3. Le spectre en ondelettes permet donc de détecter la présence d'un forçage induit par la marée sur le débit mesuré à la source.

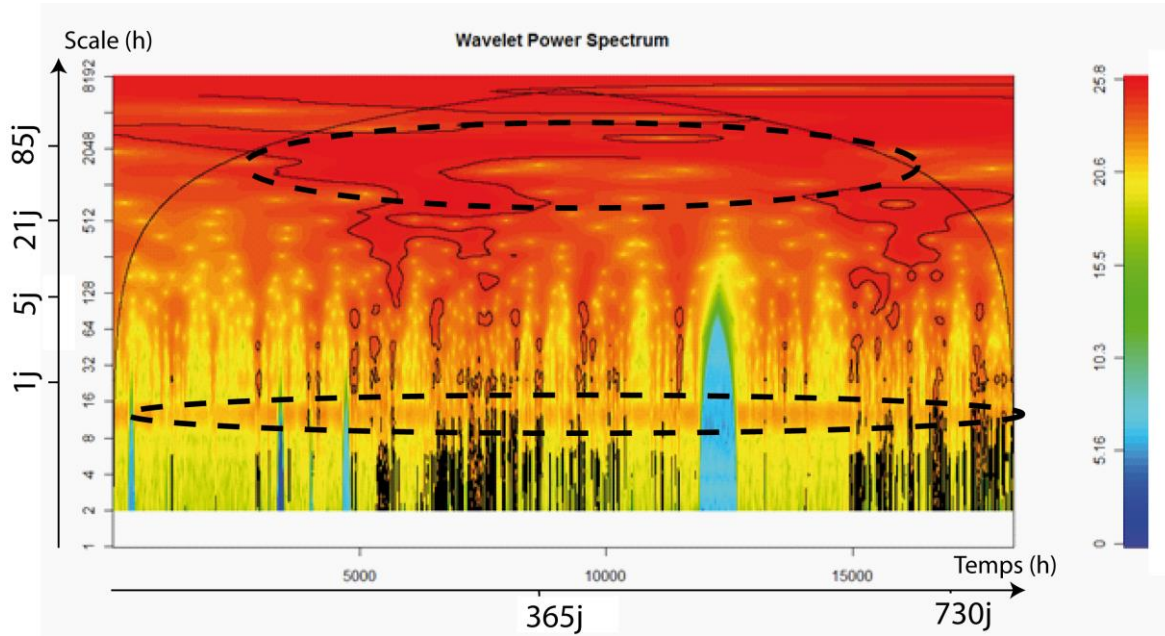


Figure 119 : Spectre en ondelettes du débit à la source (2013-2015)

La chronique piézométrique est disponible sur une durée beaucoup plus importante, entre 1999 et 2015. La Figure 120 présente son spectre de puissance. On peut remarquer un changement assez important après 7 ans, où les puissances moyennes disparaissent de la partie inférieure du spectre. A la limite du cône d'influence, une variabilité d'un mode de 5 ans peut être supposée, que l'on pourrait rapprocher des fluctuations hydroclimatiques détectée dans d'autres travaux (El Janyani et al 2012).

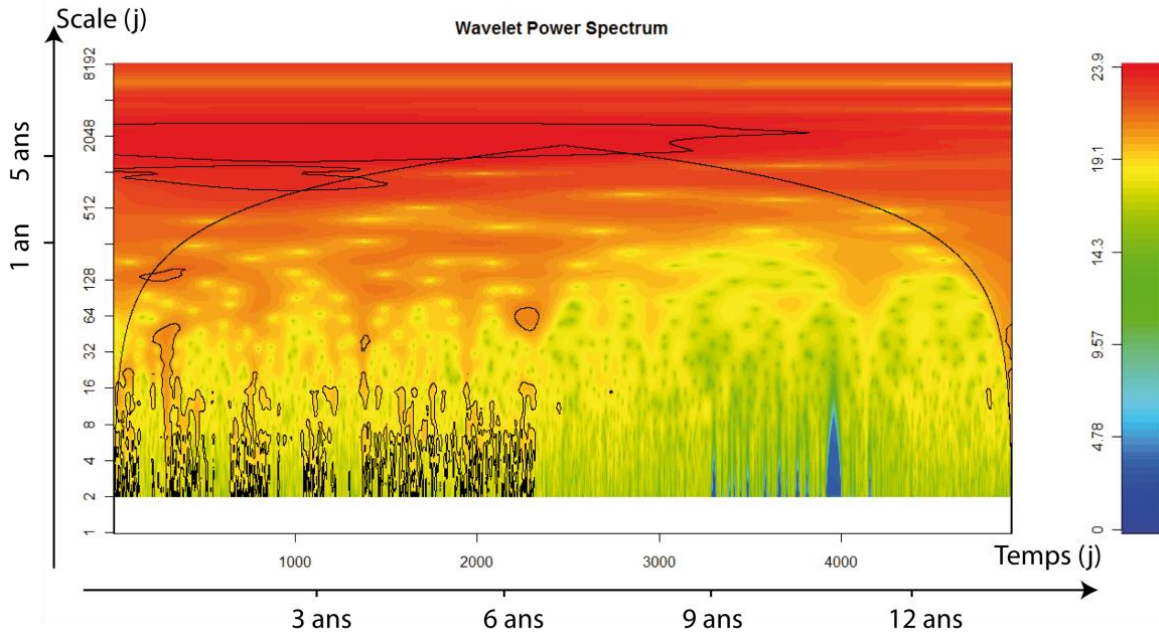


Figure 120 : Spectre en ondelettes de la piézométrie (1999-2015)

Les composantes de l'EEMD fournissent des résultats proches des détails de l'analyse multi-résolution, avec des corrélations de 0.6 pour les détails et les IMFs 1 à 5. Les corrélations baissent ensuite (0.3), avec un décalage qui se crée en terme de fréquences : le détail 12 est bien mieux corrélés avec l'IMF 13 qu'avec l'IMF 12 (0.8 au lieu de 0.3). Un exemple de comparaison des détails AMR et EEMD est illustré Figure 121.

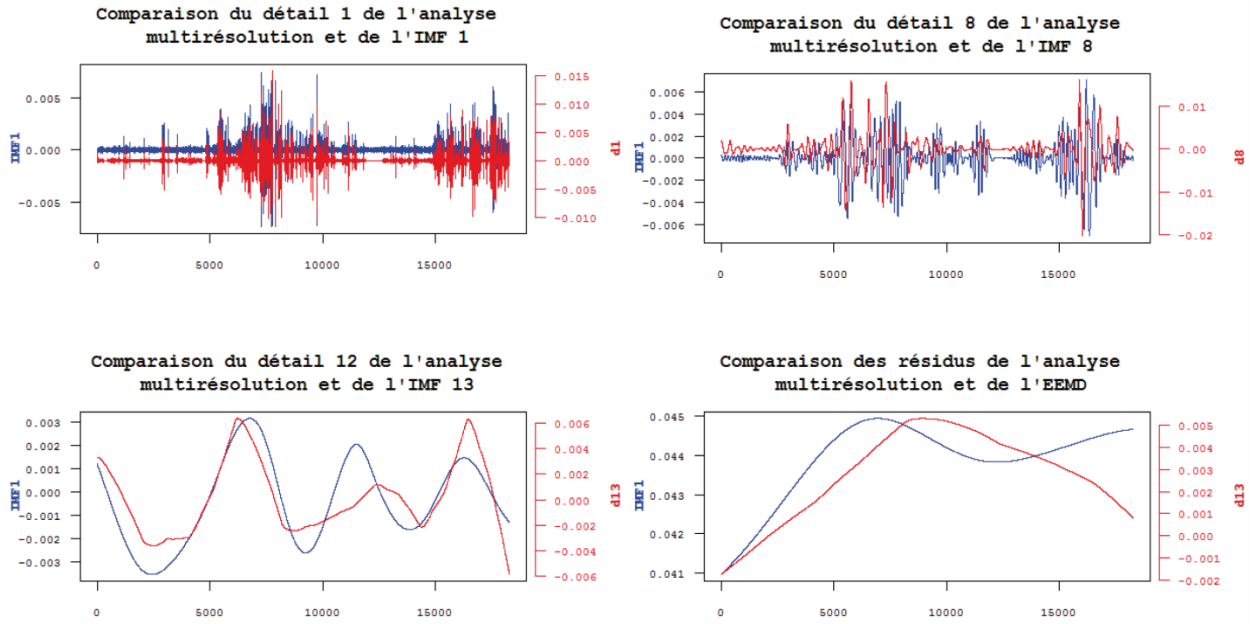


Figure 121 : Comparaison entre les décompositions par ondelettes et par EEMD

3. Modélisation à réservoir : Karstmod

Après cette première caractérisation des données, ce troisième chapitre s'attache à modéliser la relation pluie-débit sur le système étudié, par le biais d'un modèle à réservoirs. L'objectif est notamment de déterminer une structure conceptuelle optimale pour cette modélisation et de l'interpréter au vu des connaissances sur le fonctionnement du système.

3.1 Présentation du modèle

3.1.1 Création et développement

Le modèle choisi pour effectuer les modélisations pluie-débit sur le système karstique de Norville est KARSTMOD. Il s'agit d'un code modulaire, implémenté en plateforme de modélisation modulable, qui permet à la fois la simulation du débit à l'exutoire du karst, ainsi que l'analyse hydrodynamique des flux entre les réservoirs du modèle. KARSTMOD a été développé dans le cadre du Service National d'Observation du Karst de l'INSU/CNRS, comme un outil de modélisation à réservoir globale, fournissant des solutions numériquement stables, assorties d'outils d'analyse de sensibilité et d'estimation de l'incertitude (Jourde et al 2015). Il est muni d'une interface graphique java. Il est disponible en téléchargement à l'adresse sokarst.org. Il nécessite en entrée une chronique de pluviométrie, une chronique d'ETP, la chronique de débit observée, ainsi qu'éventuellement des chroniques de pompage, qui peuvent être au pas horaire ou journalier.

Le choix a été fait ici de travailler au pas horaire, car les temps de réponse du système sont parfois inférieurs à un jour (13 heures pour le temps d'apparition le plus court observé dans les traçages en Partie 3). On serait en droit de penser qu'un modèle à réservoir n'est pas conceptuellement identique en fonction du pas de temps. On peut citer les modèles GR applicables aux bassins de surface: ils sont différents suivant le pas de temps, (GR1A, GR2M et GR4J) avec des constructions différentes.

Ce modèle, malléable autant dans le choix des réservoirs que dans les relations qui les lient, se prête bien aux tentatives de modélisation pluie-débit qui n'ont encore jamais été effectuées sur le site de Norville.

3.1.2 Structure initiale de travail (versions 1.1 à 1.2.8)

De manière classique, KARSTMOD se compose de trois réservoirs E (Epikarst), M (Matrix), and C (Conduits), visibles sur la

Figure 122. M et C peuvent être désactivés, contrairement à E. En entrée du système, la pluie P et l'évapotranspiration ET constituent respectivement des flux d'entrée et de sortie du réservoir E. Celui-ci alimente au choix les réservoirs M et C selon des lois de vidange à effet seuil (Q_{IEM} , Q_{IEC}), ou bien à hystérésis pour C (Q_{hyEC}). Un flux direct de E vers l'exutoire est possible, selon une loi de vidange linéaire (Q_{rES}), à hystérésis (Q_{hyES}) ou à effet seuil (Q_{IES}). La vidange des réservoirs soumise à un effet seuil permet d'obtenir une réponse non linéaire du système karstique modélisé en réaction aux événements pluvieux. Le flux Q_{rE} constitue une perte possible au niveau du réservoir E. Les réservoirs M et C sont reliés par le biais du flux Q_{eMC} , qui peut être positif ou négatif et alimenter respectivement C ou M, selon la différence de niveau d'eau dans les réservoirs. Enfin, il est possible de prendre en compte une exploitation du système karstique en activant le flux Q_{pump} , situé sur le réservoir C ; Q_{pump} est une chronique de données à entrer dans le modèle.

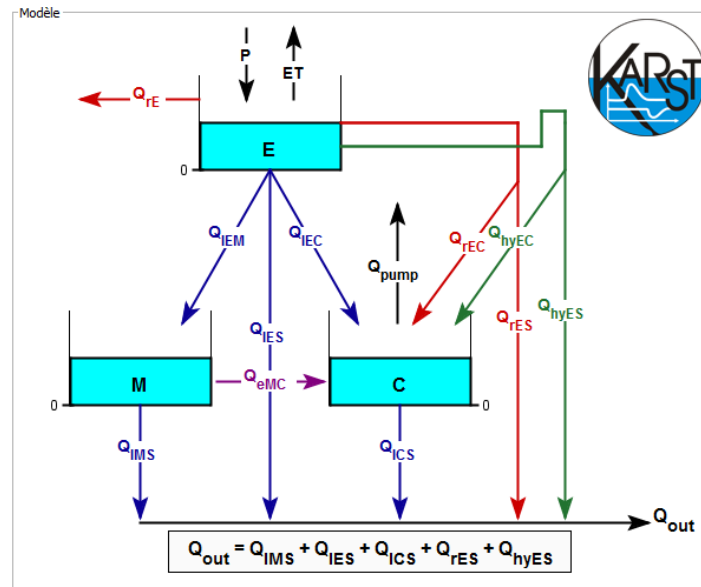


Figure 122 : Structure initiale de KARSTMOD (version 1.2.8)

3.1.3 Equations

Les équations régissant le modèle sont les trois équations d'équilibre suivantes :

Équation 33

$$\frac{dE}{dt} = P - ET - Q_x - Q_{IES} - Q_{IEM} - Q_{IEC} - Q_{rES} - Q_{hES}$$

Équation 34

$$\frac{dM}{dt} = Q_{IEM} - Q_{eMC} - Q_{IMS}$$

Équation 35

$$\frac{dC}{dt} = Q_{IEC} + Q_{eMC} - Q_{IMC} - Q_{pump}$$

Où E, M et C sont les niveaux d'eau dans les différents compartiments associés. Q_{IES} , Q_{IEM} , Q_{IMS} , Q_{ICS} , Q_{rES} , Q_{eMC} sont les flux internes au système décrits précédemment.

Le bilan final est le suivant :

Équation 36

$$Q_{out} = Q_{out} + Q_{IMS} + Q_{IES} + Q_{rES} + Q_{hyES}$$

3.2 Tests préliminaires

3.2.1 Configurations et performances associées

Les données d'entrée du modèle comportent des chroniques de pluviométrie, d'évapotranspiration, les chroniques de débit mesuré à la source ainsi qu'à la perte. Les données de pluviométrie ont été décrites et analysées plus haut.

Le site n'étant pas équipé d'instruments pour mesurer l'évapotranspiration, celle-ci a été calculée à partir de chroniques de températures, avec la formule de Thornthwaite (Thornthwaite 1948). Cette méthode a été choisie d'une part parce qu'elle nécessite relativement peu de données, et d'autre part car son usage est recommandé sous les latitudes du site, d'après un rapport du BRGM (Delarozière-Bouillin 1971).

$$E_m = 16 \left(\frac{10T_m}{I} \right) F_\lambda$$

- E_m : évapotranspiration mensuelle (en mm)
- T_m : température moyenne mensuelle (en °C)
- $a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} I + 0,49$
- F_λ : correction liée à la latitude (durée maximale de l'ensoleillement)
- I : somme des 12 indices thermiques mensuels

$$I = \sum_{j=1}^{12} i_j = \sum_{j=1}^{12} \left(\frac{T_m}{5} \right)^{1514}$$

Les données de débit sont les données mesurées à la source (cf. partie 1, 3.4). Ces données ont été ramenées à un pas de temps horaire (le pas de temps de mesure étant 15 minutes). Toutefois, comme vu précédemment, le débit est fortement soumis à la marée et l'analyse du signal montre que la chronique de débit possède des composantes de même fréquence que la marée. Comme le modèle à réservoirs Karstmod n'est pas à même de prendre en compte cette influence de la marée liée à la proximité de la Seine en aval du système, il a été décidé de filtrer cette composante du signal avant toute simulation. Pour cela, les composantes de même fréquence que le signal de marée, obtenues par analyse multirésolution ont été retirées du signal. Les quelques lacunes présentes dans la chronique de débit ont été conservées, car n'empêchant pas les simulations.

Les données de débit brutes mesurées à la perte du Bébec, ramenées à un pas horaire, ont subi quelques modifications : en effet, les lacunes ont été comblées et une troncature a été effectuée sur les événements extrêmes (ainsi que spécifié en 2.1.1 dans cette partie). Enfin elles ont été intégrées dans les fichiers d'entrée de Karstmod sous la forme d'un débit de pompage négatif. De cette manière, on obtient un débit d'entrée dans le réservoir C sans transition par le réservoir E, ce qui correspond à l'engouffrement du ruisseau du Bébec dans les conduits au niveau de la perte.

3.2.2 Tests effectués

Toutes les configurations possibles du modèle ont été testées sur la version de KARSTMOD présentée en 3.1.2 (version 1.2.8). La longueur des chroniques utilisées était de 13 mois initialement, puis de 26 mois, au pas de temps horaire. Les différentes possibilités de débits internes reliant les réservoirs ont été envisagées. Les fourchettes de variations des paramètres ont été fixées de manière à avoir une large amplitude. Différents jeux de périodes de calibration et validation ont également été testés. La taille du bassin totale était libre de varier entre 10 et 13 km², avec un bassin d'alimentation de la perte de 8.3 km² (retiré lors de l'ajout de Q_{pump}) et un bassin intermédiaire estimé entre 2 et 5 km² (cf. 2.1.3.).

N°	Configuration	Débits activés	Simulations(+)	Meilleur Nash
1	E+C	Toutes possibilités testées	aucune	/
2	E+M	Toutes possibilités testées	aucune	/
3	E+M+C	$Q_{\text{IEM}}, Q_{\text{IEC}}, Q_{\text{IMS}}, Q_{\text{ICS}}$	9	Nc=0.4, Nv=0.04
4	E+M+C	$Q_{\text{IEM}}, Q_{\text{IEC}}, Q_{\text{IMS}}, Q_{\text{ICS}}, Q_{\text{rE}}$	12	Nc=0.1, Nv=0.06
5	E+M+C	$Q_{\text{IEM}}, Q_{\text{IEC}}, Q_{\text{IMS}}, Q_{\text{ICS}}, Q_{\text{pump}}$	15	Nc=0.15, Nv=0.1
6	E+M+C	$Q_{\text{IEM}}, Q_{\text{rEC}}, Q_{\text{IMS}}, Q_{\text{ICS}}, Q_{\text{pump}}$	2	Nc=0.19, Nv=0.3
7	E+M+C	$Q_{\text{IEM}}, Q_{\text{IEC}}, Q_{\text{IMS}}, Q_{\text{ICS}}, Q_{\text{pump}}, Q_{\text{rE}}$	12	Nc=0.11, Nv=0.16
8	E+M+C	$Q_{\text{IEM}}, Q_{\text{rEC}}, Q_{\text{IMS}}, Q_{\text{ICS}}, Q_{\text{pump}}, Q_{\text{rE}}$	13	Nc=0.13, Nv=0.17
9	E+M+C	$Q_{\text{IEM}}, Q_{\text{IEC}}, Q_{\text{IMS}}, Q_{\text{ICS}}, Q_{\text{pump}}, Q_{\text{rE}}, Q_{\text{eMC}}$	22	Nc=0.3, Nv=0.22
10	E+M+C	$Q_{\text{IEM}}, Q_{\text{rEC}}, Q_{\text{IMS}}, Q_{\text{ICS}}, Q_{\text{pump}}, Q_{\text{rE}}, Q_{\text{eMC}}$	18	Nc=0.2, Nv=0.12
11	E+M+C	Variantes avec Q_{IES}	24	Nc=0.18, Nv=0.11
12	E+M+C	Autres ($Q_{\text{hysEC}}, Q_{\text{hysE}}, Q_{\text{rEC}}...$)	aucune	/

Tableau 14 : Synthèse des tests effectués.

Nc est le critère en période de calibration, Nv est le critère en période de validation.

La grande majorité des configurations testées n'aboutissent à aucune simulation satisfaisant la fonction objective minimale choisie (coefficient de Nash supérieur à zéro). Les simulations qui satisfont cette fonction objectif ont pour point commun une structure de base où les trois réservoirs E, M et C sont activés. De meilleures performances sont observées sur les simulations où Q_{pump} est activé. Le cas avec les meilleurs résultats est le cas 9, qui inclut tous les réservoirs, une perte possible à partir de E, et un échange entre M et C. Les Nash restent toutefois assez faibles. De plus, même pour des performances un peu plus élevées, les dynamiques simulées sont très différentes de celles observées, comme illustré Figure 123.

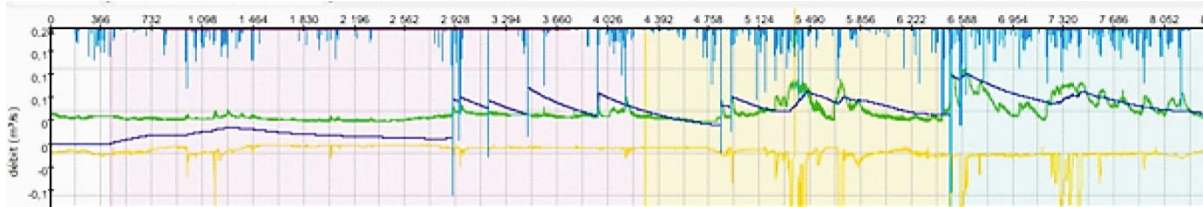


Figure 123 : Simulation KARSTMOD, configuration de type 6.

En vert, le débit observé à la source, en jaune le débit du bébec entré comme un pompage négatif, en bleu clair les précipitations, et en bleu foncé le débit simulé.

Le système simulé a une réactivité moindre par rapport au système observé. Les décrues sont lentes et régulières, de pente faible. Les épisodes pluvieux intermédiaires n'entraînent pas de modification notable du débit simulé. Le débit du Bébec ne semble pas pouvoir être pris en compte.

D'autres simulations ont été réalisées au pas journalier mais ont obtenu de moins bonnes performances que celles au pas horaire. Cela peut s'expliquer notamment par la réactivité du système, avec des temps de transit très courts (temps d'apparition observés pour les traçages en Partie 3 compris entre 13h et 22h).

Une autre observation commune à l'ensemble des simulations est la difficulté du modèle à simuler le débit de base. L'incapacité de simuler des décrues assez rapides est également un problème qui nuit aux performances.

Pour tenter de vérifier si la difficulté d'obtenir de bonnes simulations peut être en partie expliquée par cette mauvaise prise en charge du débit de base par le modèle, une modification des données par filtrage a été envisagée. L'objectif était de tester si les chroniques de débit pouvaient être mieux simulées lorsqu'on en retirait le débit de base, qui est élevé sur le système.

3.3 Filtrage du débit de base

3.3.1 Méthodes employées

Différentes méthodes d'extraction du débit de base et de filtrage ont été testées afin de vérifier l'hypothèse présentée dans la partie précédente. Aux différentes méthodes d'extraction du débit de base comparées par Eckhardt (Eckhardt 2008), les méthodes d'analyse du signal d'EEMD et d'analyse multirésolution ont été adjointes.

- Méthodes de séparation manuelle, notamment utilisées dans le logiciel HYSEP : intervalle fixe et intervalle glissant.
- Equation de Lyne et Hollick (Lyne and Hollick 1979 in Eckhardt 2008)

Équation 37

$$b_k = \alpha \cdot b_{k-1} \frac{1 - \alpha}{2} (y_k + y_{k-1})$$

With $b_k \leq y_k$ and $\alpha=0.925$.

Filtre de Chapman

Filtre de Eckhardt, généralisation du précédent:

Équation 38

$$b_k = \frac{(1 - BFI_{max})ab_{k-1} + (1 - \alpha)BFI_{max}y_k}{1 - \alpha BFI_{max}}$$

Où $b_k \leq y_k$, α est la constante de récession et BFI_{max} est la valeur maximale de l'indice de débit de base. Par ailleurs, Eckhardt a proposé différentes valeurs de BFI_{max} selon le type de rivière (pérennes ou éphémères) et de la nature de l'aquifère (poreux ou non).

L'EEMD et l'analyse multirésolution ont été présentées plus haut en 2.3.1. Le débit de base a été testé comme égal au résidu/smooth.

3.3.2 Tests sur séries filtrées

Les simulations réalisées sur les séries filtrées obtiennent de meilleures performances (coefficient de Nash atteignant 0.60). La série optimale est présentée Figure 124. La configuration est la même que la configuration optimale obtenue précédemment : les trois réservoirs sont activés, une perte est possible, et une vidange de M vers C est possible. Une variante obtient les mêmes performances en rajoutant une vidange directe de E vers la sortie.

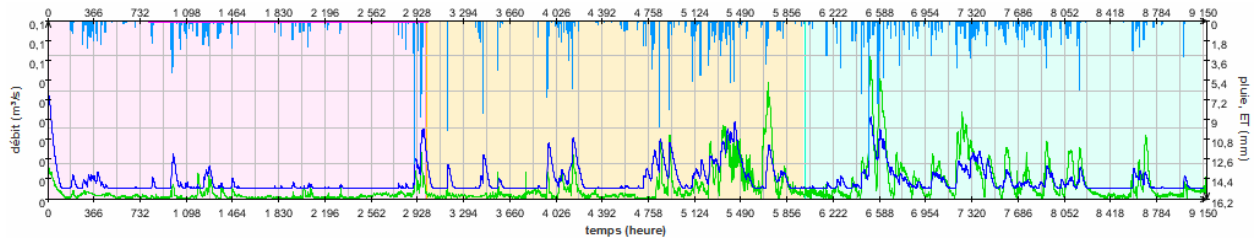


Figure 124 : Résultat de la simulation optimale avec la série filtrée

En vert, le débit mesuré à la source, en bleu clair les précipitations, et en bleu foncé le débit simulé.

Tableau 15 : Performances de Karstmod pour simuler les chroniques filtrées

Méthode de filtrage du débit de base	Meilleur Nash obtenu (en calibration et en validation)
Intervalles fixes et glissants	Nc=0.21, Nv=0.32
Lyne & Hollick	Nc=0.23, Nv=0.34
Chapman	Nc=0.36, Nv=0.40
Eckhardt	Nc=0.42, Nv=0.61
Ondelettes	Nc=0.41, Nv=0.55
EEMD	Nc=0.49, Nv=0.28

Le meilleur résultat est obtenu sur la chronique filtrée avec le filtre proposé par Eckhardt. Les performances sont significativement meilleures que celles obtenues précédemment. Cela appuierait l'hypothèse selon laquelle le modèle à réservoirs ne peut simuler correctement le débit de base. Une modification de Karstmod a été proposée aux développeurs : l'ajout d'un réservoir supplémentaire ; cette modification était également demandée par un autre site du SNO après tests (Site complémentaire de Port-Miou). Celui-ci pourrait permettre de simuler le débit de base, avec une dynamique plus lente que celle des réservoirs existants. Cette modification est présentée ci-après.

3.4 Tests avec le nouveau modèle conceptuel, analyse des résultats

3.4.1 Nouvelle version de Karstmod et configuration optimale

La nouvelle structure de Karstmod est présentée Figure 125. Elle intègre un nouveau réservoir (L). De nouvelles fonctionnalités ont aussi été ajoutées, en particulier une possibilité de vidange quadratique des réservoirs (pour tenir compte de la non-linéarité), et une fourchette de variation possible pour la taille du bassin.

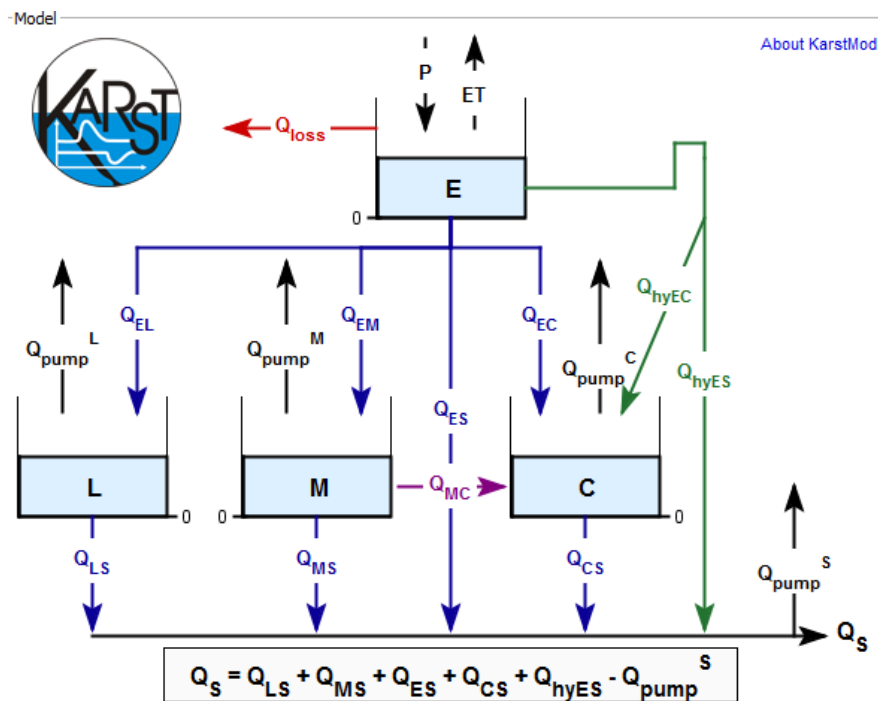


Figure 125 : Configuration de KARSTMOD version 1.4.8

De nouveaux tests ont été réalisés, en privilégiant les configurations qui donnaient les meilleures performances sur les versions précédentes. La configuration ayant obtenu les meilleurs coefficients de Nash est présentée Figure 126. Elle comporte tous les réservoirs, un pompage dans C qui est le débit négatif du Bébec, une perte possible à partir du réservoir E, et un flux possible entre les réservoirs M et C.

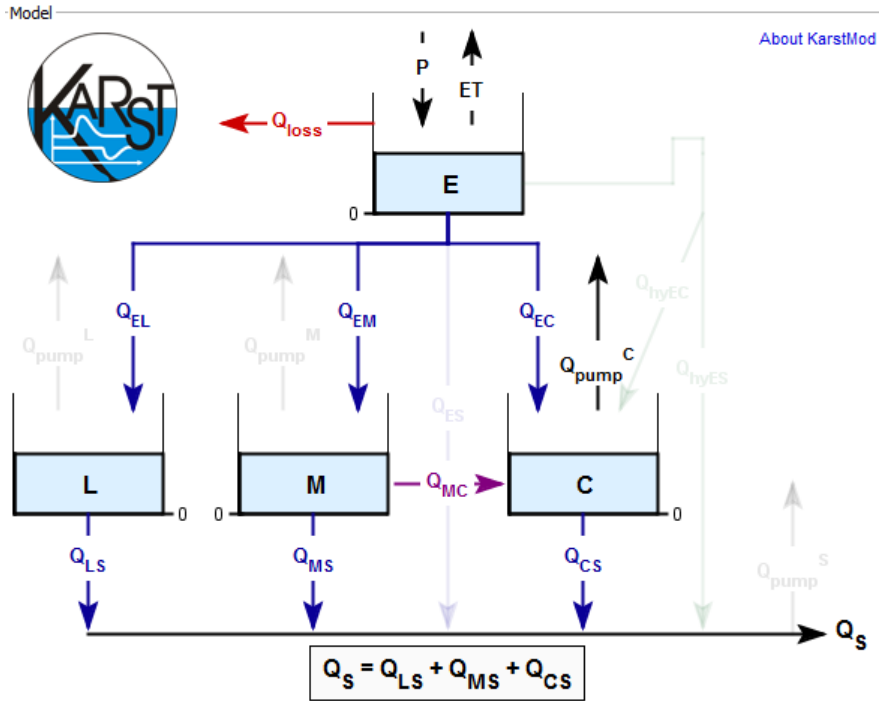


Figure 126 : Configuration optimale pour les simulations à la source

La série simulée de sortie est présentée en Figure 127. Le débit de base est simulé de manière correcte. Les décrues simulées ont une dynamique proche de la série observée. Quelques événements de crue sont sous estimés (vers $x=5000$, $x=7500$, $x=13000$ et $x=16000$), mais sur l'ensemble de la chronique les amplitudes sont acceptables.

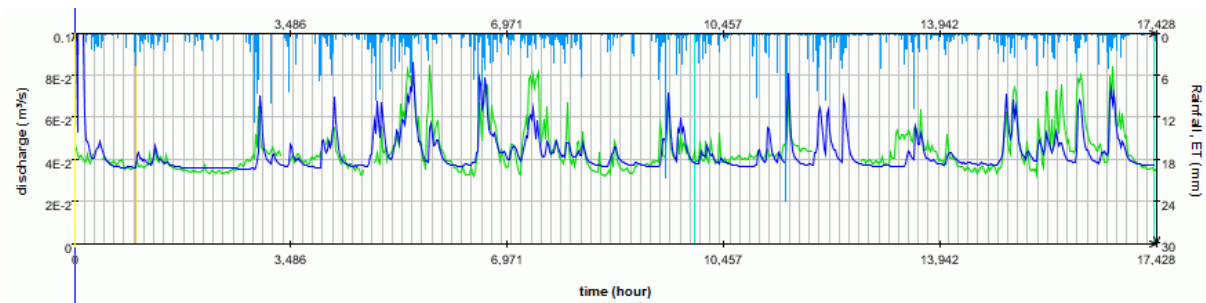


Figure 127 : Série de débit simulé optimale pour le site de Norville

En vert, le débit mesuré à la source, en bleu clair les précipitations, et en bleu foncé le débit simulé

Les paramètres du modèle correspondant à cette simulation sont détaillés dans le Tableau 16.

Les graphiques complémentaires de résultats peuvent être consultés en Annexe 5.

Tableau 16 : Paramètres du modèle pour la simulation optimale

Paramètres	Valeur optimale
L0 (mm)	32921
E0 (mm)	60
M0 (mm)	740
C0 (mm)	438
kloss (mm/h)	1,47E-4
Eloss (mm)	184
kEL (mm/h)	0,031
kEC (mm/h)	6,47E-4
kEM (mm/h)	1,54E-4
kLS (mm/h)	3,01E-7
kMS (mm/h)	1,10E-4
kMC (mm/h)	0,062
kCS (mm/h)	2,29
alphaCS	8,59
WOBJ value (calibration)	0,63
WOBJ value (validation)	0,63
Nash (mode simulation)	0.75

Quelques remarques sur ces valeurs :

- les coefficients de recharge des trois réservoirs L, M et C à partir de E montrent une recharge de vitesse moyenne de L, et une recharge plus lente de M et C. Toutefois C est principalement rechargé par l'apport du Bébec (Qpump) ;
- la vidange des trois réservoirs L, M et C vers la sortie du modèle témoigne de trois dynamiques bien différentes (respectivement de l'ordre de 10^{-7} , 10^{-4} et 1) ;
- les différents tests effectués ont montré l'utilité d'une vidange quadratique du réservoir C (ici, le coefficient α_{CS} vaut 8.6). Ce coefficient s'est révélé inutile pour les autres réservoirs ;
- les hauteurs initiales des réservoirs présentent de fortes disparités, avec un réservoir L très important, des réservoirs M et C de hauteurs moyennes et celle de E faible.

Le logiciel Karstmod permet d'accéder aux chroniques de débits et de hauteurs internes du modèle. Celles-ci sont présentées en Annexe X. Elles sont exploitées et discutées dans le chapitre suivant (chapitre 4).

La taille du bassin optimale estimée par le modèle (parmi la fourchette de variations autorisée évoquée plus haut) est 4.3 km², sachant que cela ne prend pas en compte la taille du bassin d'alimentation du Bébec (8.3 km²). On obtient donc une taille totale estimée à 12.6 km². Une version intermédiaire antérieure de Karstmod présentait un bug empêchant la prise en compte de Q_{pump} sur le réservoir C ; dans ces simulations, de performance inférieure (0.59), le débit simulé transitant entre E et C était bien supérieur (a priori pour simuler l'apport manquant du Bébec), et la taille finale optimale du bassin était de 12.3 km², ce qui correspond à peu de choses près à la taille totale présentée ci-dessus.

3.4.2 Implications pour l'interprétation de l'hydrodynamisme du site

Le fait qu'aucune simulation satisfaisante ne pouvait être obtenue avec seulement les réservoirs E, M et C, tandis qu'à l'opposé, des Nash corrects sont atteints en rajoutant un réservoir supplémentaire valide la nécessité d'une triple dynamique pour modéliser le débit à la source.

Elle est à mettre en parallèle avec la question posée en Partie 1 (2.2) sur la conceptualisation de la porosité dans les aquifères normands, avec en particulier la discussion sur la triple porosité dans la craie. Cette triple porosité explique le paradoxe apparent des systèmes karstiques normands, qui sont à la fois des systèmes très capacitifs (nappe de la craie), mais en même temps des systèmes très réactifs localement, dans les zones karstifiées. Le contexte hydrogéologique de nappe dans la craie, prédominant en Normandie, a d'ailleurs longtemps empêché la classification comme karst de certains systèmes karstiques, malgré les grandes vitesses de transfert enregistrées lors des traçages (comme vu en Partie 1, chapitre 2).

Ces particularités peuvent expliquer la nécessité d'ajouter dans le modèle conceptuel un réservoir de grande taille et d'inertie importante, qui joue un rôle « tampon » (le réservoir L), tandis que d'autres paramètres doivent prendre en compte la grande transmissivité locale (la vidange très rapide de C, avec notamment un coefficient α_{CS} élevé).

3.4.3 Tests complémentaires sur différents sites

Afin de vérifier que la configuration avec le réservoir supplémentaire L soit utile au-delà de la spécificité du site de Norville, des tests préliminaires ont été réalisés sur deux autres systèmes karstiques.

3.4.3.1 Radicatel

Le système karstique de Radicatel et sa source principale (la source de la Bruisseriesse) est un système karstique normand, situé à une dizaine de kilomètres du système de Norville, plus en aval. Il est de taille plus importante, avec un débit plus de dix fois supérieur à celui de la source du Hannetôt. Il a été étudié, en particulier sous ses aspects sédimentaires, par Chedeville, et une description plus complète peut être consultée dans sa thèse (Chedeville 2015). Le système de Radicatel s'inscrit donc dans le même contexte régional, avec un système réactif inclus dans l'aquifère de la craie.

Les premiers tests effectués ne permettaient d'obtenir aucune simulation satisfaisant le critère « coefficient de Nash positif ». Quelques rapides tests avec la version finale de Karstmod (1.4.8 lors de l'écriture de ce manuscrit) permettent d'atteindre un Nash de 0.53. Des tests complémentaires et surtout sur plus de réalisations permettraient probablement d'affiner les résultats et d'améliorer la performance de la simulation. La chronique simulée est présentée Figure 128.

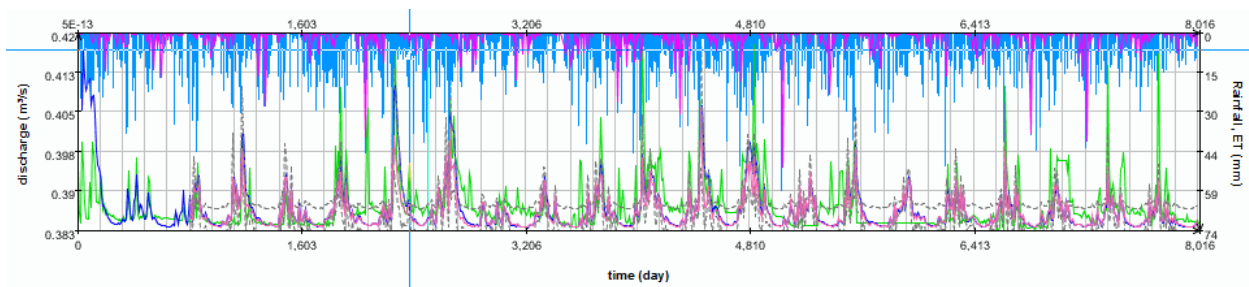


Figure 128 : Amélioration de la simulation de débit sur le site de Radicatel

Débit observé en vert, débit simulé en bleu, débit probable en rose (en m³/s).

L'observation de cette chronique montre que le débit de base est relativement correctement rendu, bien que légèrement sous-estimé en milieu de chronique. Certaines décrues sont un peu trop rapides, et les pics des plus importantes crues sont sous-estimés en quelques occurrences, notamment en fin de chronique.

Même en tenant compte des améliorations à apporter à cette simulation, ces résultats abondent dans le sens des résultats précédemment discutés pour le site de Norville, et appuient l'importance d'un réservoir lent et important dans la simulation d'un débit de base, et plus généralement d'aquifères karstiques inscrits dans de vastes aquifères poreux, au moins dans le contexte normand.

3.4.3.2 Barton Springs

Le système karstique de Barton Spring (Texas, USA), prend place au sein d'un aquifère de grande taille (l'aquifère d'Edwards). Son bassin d'alimentation présente une superficie de 330 km². Il a été assez largement étudié. Une description complète du système peut être trouvée via les travaux de Scanlon par exemple (Scanlon et al 2003). Dans les versions précédentes de Karstmod, les meilleurs Nash obtenus étaient compris entre 0.3 et 0.4. Les premiers tests rapides effectués avec la dernière version de Karstmod atteignent des Nash de 0.65. Cette valeur pourra éventuellement être améliorée lors de tests ultérieurs. Une chronique simulée est présentée Figure 129. La simulation est satisfaisante ; toutefois, on peut noter une tendance à la sous-estimation ou à la surestimation selon les périodes. Il faudra vérifier que le modèle est capable de prendre correctement des variations pluriannuelles importantes.

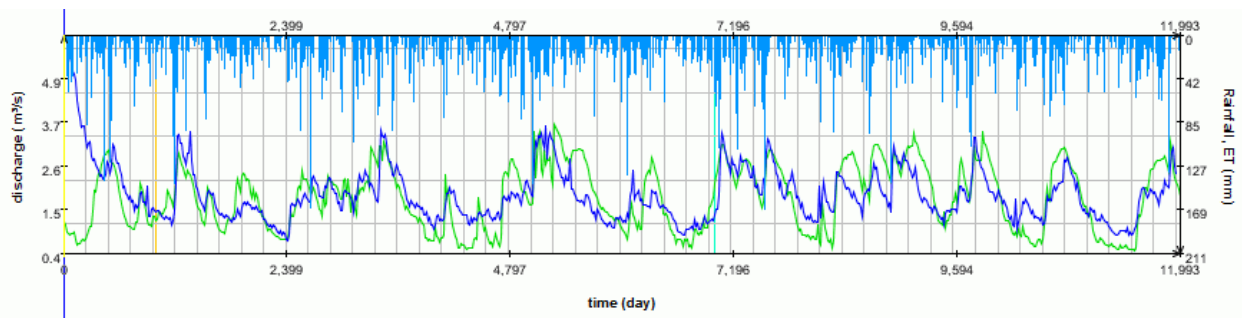


Figure 129 : Amélioration des simulations sur le système de Barton Springs (observé en vert et simulé en bleu)

4. Analyse des composantes internes du modèle

La modélisation à réservoirs a fourni de premiers éléments utiles à la compréhension du système. L'objectif de ce chapitre est d'exploiter plus avant ces résultats, en employant les méthodes d'analyse du signal appliquées aux composantes internes du modèle.

4.1 Analyse des hauteurs d'eau

Les résultats de simulation du modèle en termes de hauteurs d'eau dans les différents réservoirs sont présentés en Figure 130, Figure 131, et Figure 133.

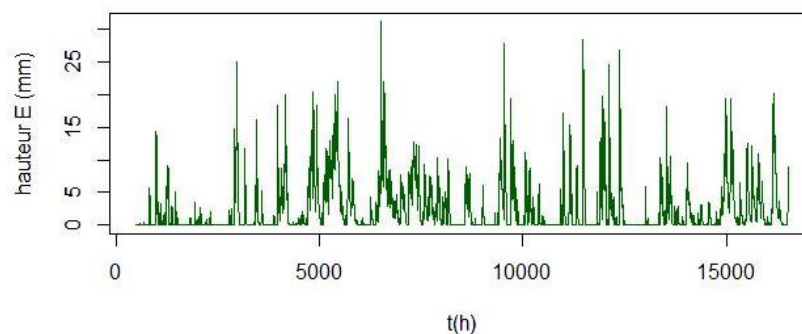


Figure 130 : Variation de hauteur d'eau dans le réservoir E

Dans le réservoir E, les variations de hauteur d'eau sont rapides (moyennes et hautes fréquences), d'une amplitude variant entre 0 et 30 mm. La corrélation avec le signal d'entrée constitué par la pluviométrie est importante.

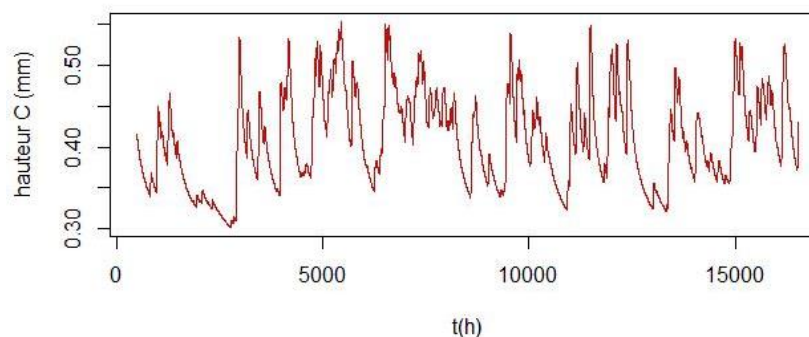


Figure 131 : Variation de hauteur d'eau dans le réservoir C

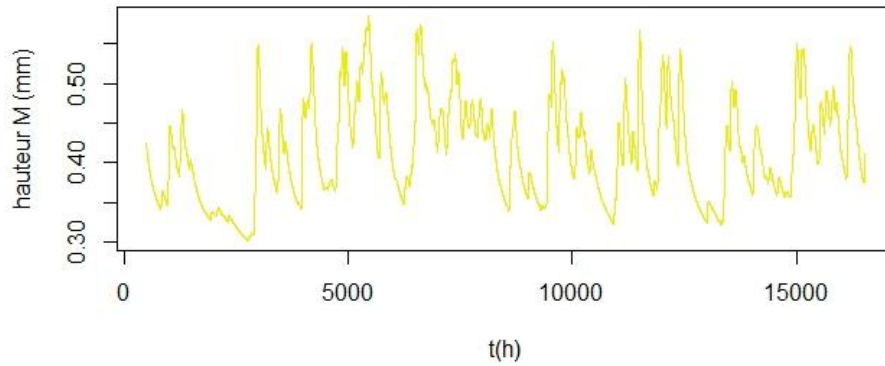


Figure 132 : Variation de hauteur d'eau dans le réservoir M

Les variations de hauteur d'eau dans les réservoirs M et C sont presque identiques, en termes d'amplitude comme de fréquences. Dans le réservoir L, la hauteur augmente pendant toute la durée de la simulation.

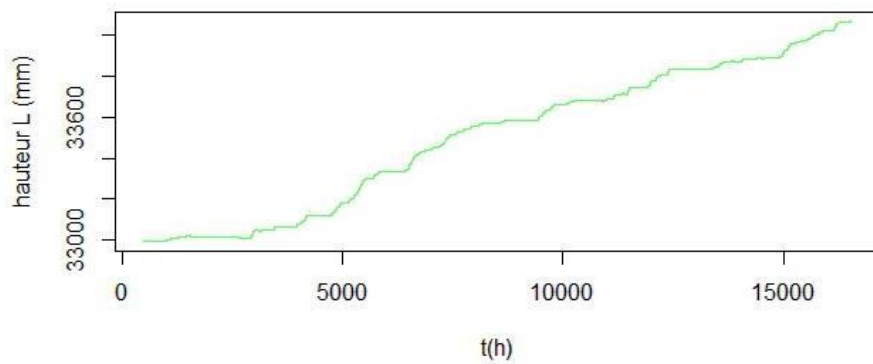


Figure 133 : Variation de hauteur d'eau dans le réservoir L

On observe donc trois comportements distincts : très réactif pour le réservoir E, intermédiaire pour les réservoirs M et C, et très inerte pour le réservoir L.

4.2 Contenu spectral et propagation de l'information au sein du modèle

Dans cette partie, l'objectif est d'étudier la propagation et la modification de l'information à la traversée du modèle : quels retards peuvent être détectés entre les différents réservoirs ? Quelles fréquences sont lissées, disparaissent à leur traversée ? Certains détails de l'analyse multirésolution peuvent-ils être associés à des débits internes ?

4.2.1 Analyse préliminaire

Les débits internes q_{CS} , q_{MS} , q_{LS} et q_{MC} (la notation indique un flux du réservoir associé à la première lettre vers le réservoir associé à la deuxième, à l'exception de q_{MC} où le flux peut circuler dans les deux sens) obtenus avec la simulation optimale sont présentés Figure 134. Le débit q_{CS} est presque semblable au débit simulé final Q_{sim} , à une translation près, i.e. la somme avec q_{LS} . Autrement dit, l'équation Figure 125 présentée en 3.4.1 se résume à :

Équation 39

$$Q_{sim} \approx q_{LS} + q_{CS}$$

Toutefois, l'influence du réservoir M sur le signal q_{CS} est importante par le biais de l'échange entre M et C, signal q_{MC} en orange sur la Figure 134. Le débit q_{CS} est la somme du débit q_{EC} , du débit q_{POMP} qui est égal au débit mesuré à la perte du Bébec, et de q_{MC} (Figure 134).

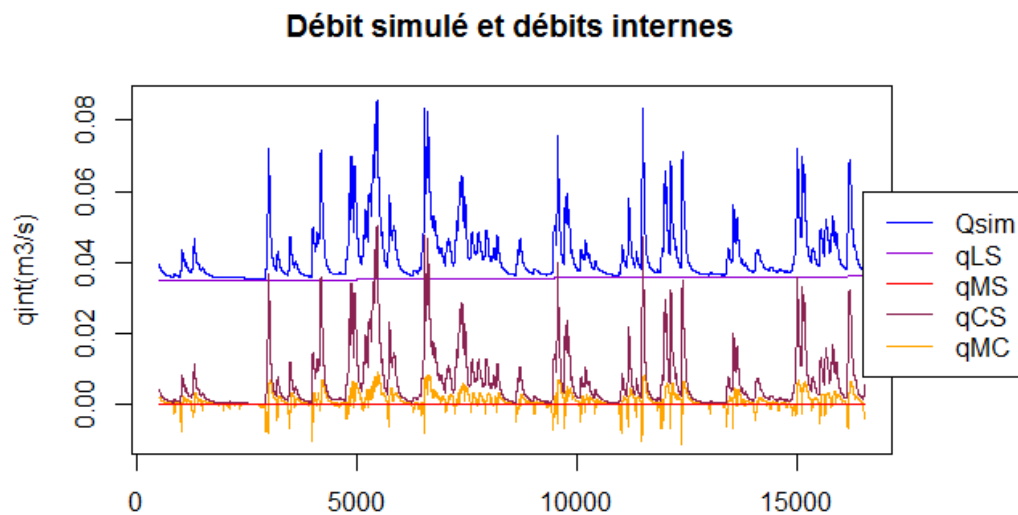


Figure 134 : Débits internes du modèle

Les débits d'alimentation des réservoirs L et M proviennent de E, bien que M reçoive également ponctuellement des volumes en provenance de C (lorsque q_{MC} est négatif sur la figure ci-dessus). Ces débits q_{EL} , q_{EM} et q_{EC} ont été comparés ; ils sont parfaitement corrélés, seules leurs amplitudes diffèrent (Figure 135).

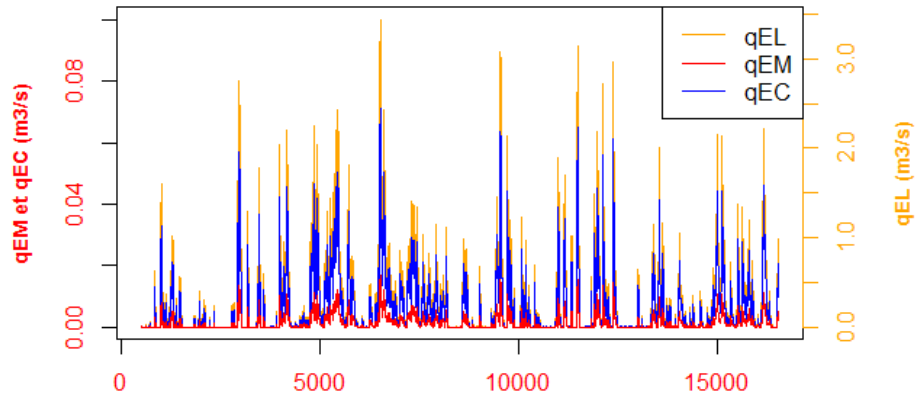


Figure 135 : Débits internes issus du réservoir E

Les valeurs de q_{EM} et q_{EC} se lisent sur l'axe de gauche ; q_{EL} se lit sur l'axe de droite à une échelle différente.

En termes de répartition des apports en volume d'eau, le réservoir L bénéficie donc de la majorité du flux en provenance de E (ordre de grandeur de 100 fois plus grand). Le reste contribue à alimenter le réservoir C (car la sortie principale de M se fait via q_{MC} , q_{MS} étant faible). En s'appuyant sur ces informations, on peut émettre l'hypothèse que la majorité de la pluviométrie sur le bassin contribue à recharger la nappe de la craie, qui soutient elle-même le débit de base de la source karstique, ou bien constitue une infiltration diffuse alimentant le karst.

Ces premiers éléments posés, les questionnements découlant ont été les suivants: comment l'information se propage-t-elle au sein du modèle ? La modélisation à réservoir et l'analyse du signal apportent-elles des informations similaires et cohérentes sur le fonctionnement hydrodynamique du système ? Est-il possible de reconstruire les débits internes du modèle en s'appuyant sur des techniques telles que l'analyse multirésolution ?

4.2.2 Propagation de l'information dans le modèle

4.2.2.1 Transformation des signaux d'entrée

Afin d'étudier la propagation de l'information au sein du modèle, des intercorrélations ont été réalisées entre le signal d'entrée constitué par la pluie et les différents débits internes du modèle ainsi que le débit simulé final (Figure 136). Les maximums de corrélation et lag associés sont présentés dans le Tableau 17.

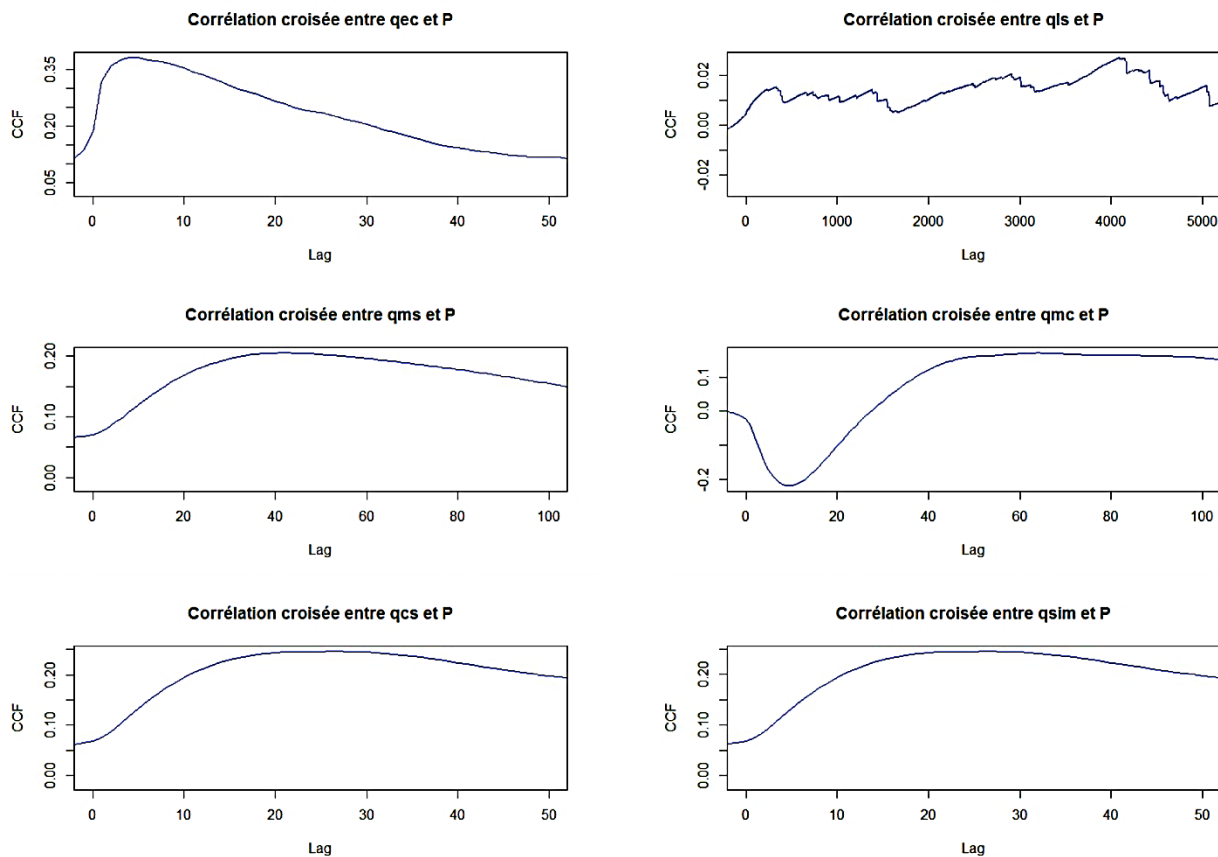


Figure 136 : Intercorrélation entre le signal de pluie et les débits internes

Les graphiques d'intercorrélations permettent d'observer les temps de réaction des différents réservoirs au forçage « pluie ». Le temps de réponse du réservoir E est court : 4.3h, avant d'alimenter les réservoirs suivants. Le temps de réponse du réservoir L est très long, toutefois, au vu de la corrélation très faible, à peine supérieure aux limites de significativité, le lag ne peut être interprété directement. Le réservoir M a deux signaux différents de sortie, qMS (dont le volume compte peu dans la modélisation finale), et qMC. Le signal qMS a un lag de 43 heures avec le signal pluie, tandis que le signal qMC présente un lag de 67 heures. Ce dernier signal présente également une anti-corrélation avec un lag court de 10 heures, ce qui sera discuté plus loin en partie 4.3. Enfin, les débits qCS et qsim présentent des intercorrélogrammes quasiment identiques car ces deux signaux ne sont différents que par l'ajout de qLS à qsim.

Tableau 17 : Coefficients et lag d'intercorrélation entre le signal de pluie et les débits internes

<i>Cf P</i>	<i>Coefficient de corrélation</i>	<i>Lag (h)</i>	<i>Remarque</i>
<i>qEC</i>	0.38	4.3	/
<i>qLS</i>	0.03	4090	5.7 mois
<i>qMS</i>	0.2	42.8	/
<i>qMC</i>	0.17	67	Pic négatif avec C=0.22 ; lag=10h
<i>qCS</i>	0.25	24.6	/
<i>Qsim</i>	0.25	24.7	/

De la même manière, les intercorrélations entre le débit simulé et les débits internes ont été réalisées (Tableau 18). Les graphiques associés sont présentés en Annexe 4.

Tableau 18 : Coefficients et lag d'intercorrélation avec Qsim

<i>Cf Qsim</i>	<i>Coefficient de corrélation</i>	<i>Lag (h)</i>
<i>qEC</i>	0.87	12
<i>qLS</i>	0.14	208
<i>qMS</i>	0.90	9
<i>qMC</i>	0.77	41
<i>qCS</i>	0.999	0

Les graphiques « débit simulé versus débits internes » sont présentés en Figure 137. Cette figure montre la linéarité des relations entre *qsim* et *qCS*, ainsi qu'entre *qsim* et *qEC*. Les graphiques présentant entre *qsim*-*qLS*, *qsim*-*qMS*, et *qsim*-*qMC* montrent des courbures plus ou moins importantes. Dans le cas de *qMC*, si l'on retire la part négative du débit, on retrouve une relation quasi-linéaire.

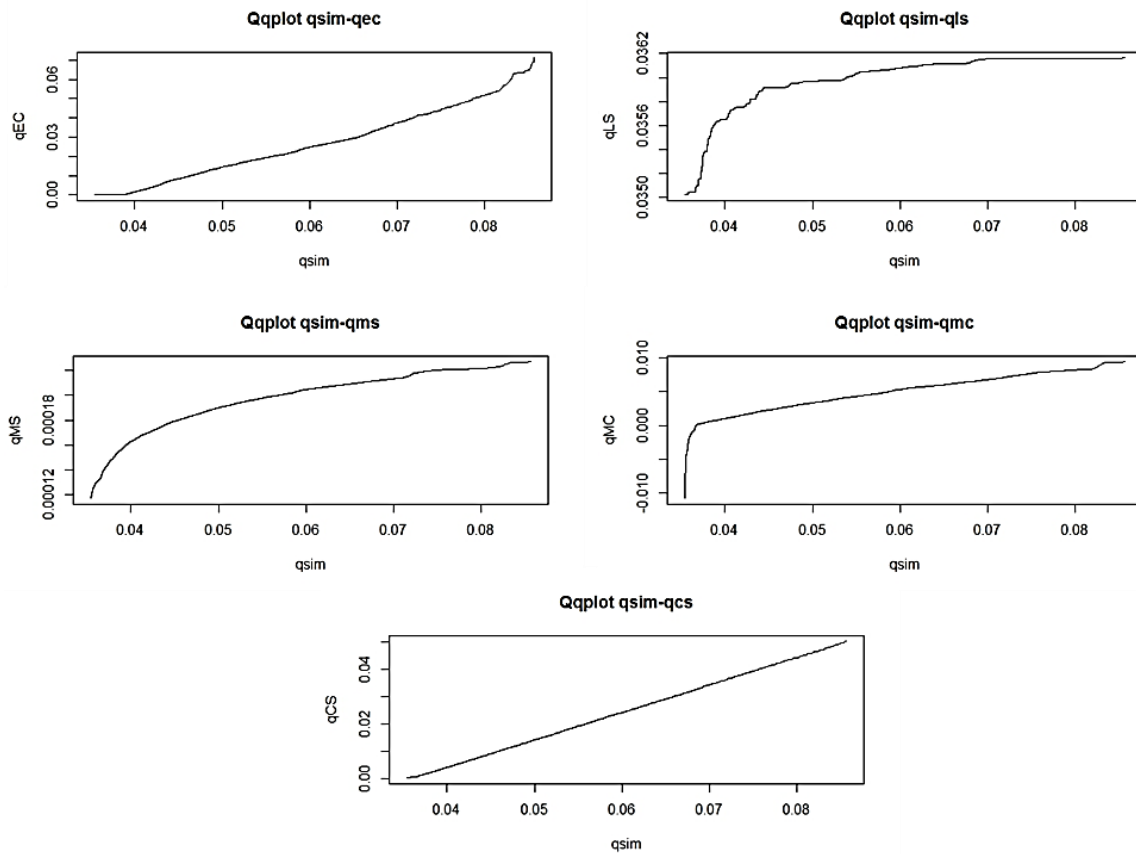


Figure 137 : Graphiques des débits internes (QQplot)

4.2.2.2 Spectres de Fourier

Afin d'envisager la transmission et la modification de l'information spectrale à la traversée des différents réservoirs, les spectres de Fourier du signal d'entrée (pluie) et des signal observé et simulé (Figure 139 et Figure 140), ainsi que de différents débits, d'entrée, internes, et de sortie de différents réservoirs ont été tracés en échelle bilogarithmique (Figure 141). Parmi les propriétés statistiques d'intérêt particulier, nous nous intéresserons au coefficient β de décroissance du spectre du signal considéré, et à la fréquence caractérisant la présence d'une éventuelle rupture de pente du spectre. Pour rappel (et de manière peu rigoureuse), le spectre de Fourier d'un processus (ou signal) aléatoire représente la distribution de l'énergie E du processus en fonction de la fréquence ω (en d'autre termes : quelles sont les fréquences qui apportent de la variabilité au signal ?). Cette relation est très souvent de la forme $E=\omega^{-\beta}$ où le coefficient β est positif supérieur à 0 pour une bruit rouge (i.e. processus aléatoire favorisant les basses fréquences, comme la plupart des signaux géophysiques), ou nul pour un bruit blanc (la distribution de l'énergie dans le signal est indépendante de la fréquence), ce qui est illustré Figure 138. Les signaux géophysiques sont souvent des bruits rouges. Ils portent la signature du filtrage du signal source par le système géophysique étudié, qui a pour effet de lisser le signal source (nivellement des hautes fréquences) : par exemple, un bassin versant transforme la pluie (bruit blanc au pas journalier) en débit (bruit rouge : signal plus lisse) par l'effet tampon du système qui a tendance à moyennner la variabilité temporelle. Pour un système linéaire, un modèle qui traduit cet effet est la convolution du signal source (pluie) par la réponse impulsionnelle du système (l'hydrogramme unitaire pour le bassin versant), qui produit un débit. La pente du spectre traduit donc l'intensité du nivellement des hautes fréquences par le système, par comparaison à la pente du spectre du signal source.

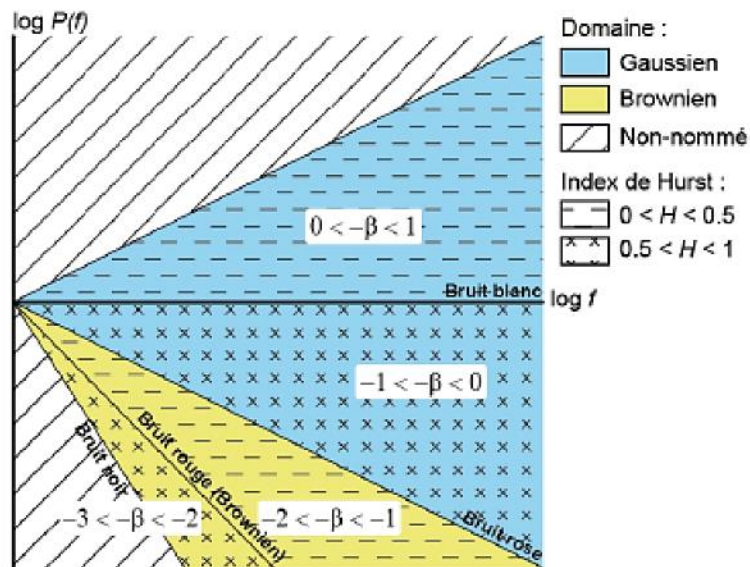


Figure 138 : Pentes des exposants spectraux en échelle bilogarithmique en domaines gaussien et brownien (Hardy and Beier 1994 in Fournillon 2013)

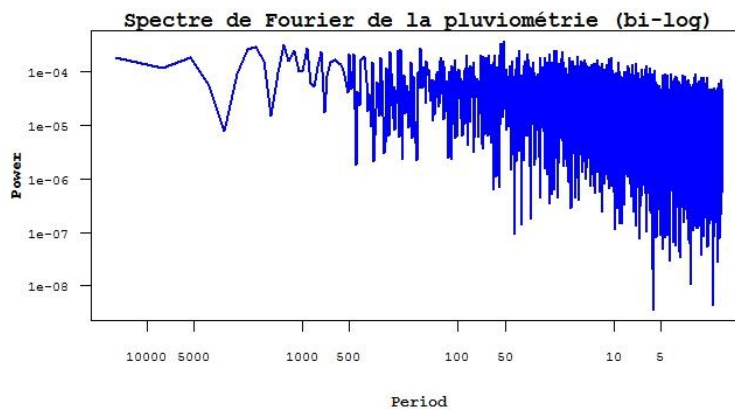


Figure 139 : Spectre de Fourier de la pluviométrie

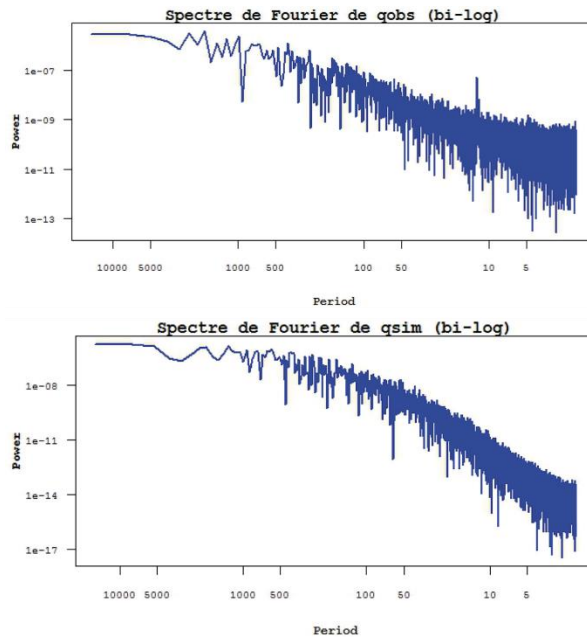


Figure 140 : Spectre de Fourier des débits observés et simulés

Le spectre du débit simulé présente une pente plus forte que celle du débit observé. Il y a donc vraisemblablement une incapacité partielle du modèle à transmettre la totalité de l'information spectrale contenue dans le signal. Toutefois, plusieurs éléments peuvent participer à cette différence entre les spectres : les limites de performance de la simulation choisie (coefficient de Nash 0.75), ainsi que le filtrage initial sur le signal de manière à supprimer le signal de marée. Les spectres des débits internes sont présentés Figure 141.

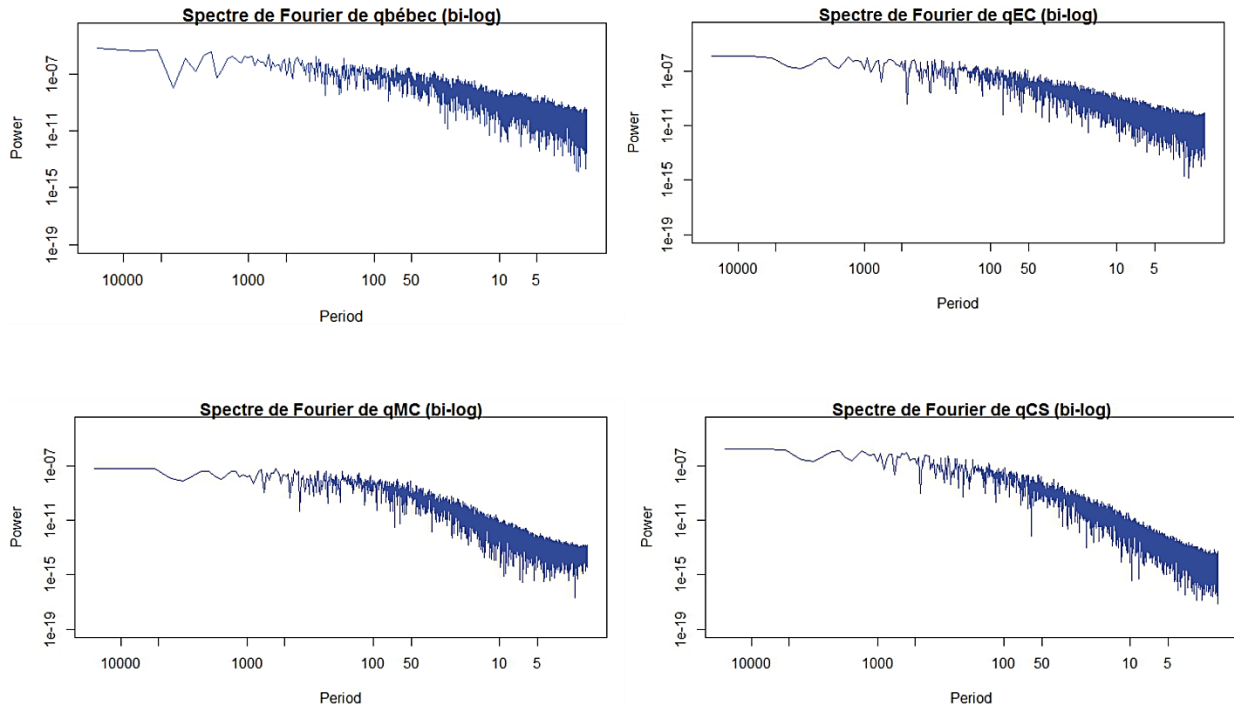


Figure 141 : Spectres de Fourier de Québec, qEC, qMC et qCS (bi-log)

L'observation des spectres montre que la pente β du spectre s'accroît négativement au fil des passages dans les différents réservoirs, témoin de la prééminence logique d'un filtrage des hautes fréquences de l'amont vers l'aval hydraulique. Cela se traduit par une augmentation de la pente lors du passage dans le modèle, que l'on peut observer de manière plus précise dans le Tableau 19 et la Figure 142. Le signal observé q_{obs} peut être associé à 2 ou 3 pentes selon le choix effectué, ici le choix a été de conserver deux pentes. Les débits q_{MC+} et q_{MC-} représentent respectivement les parties positives et négatives du signal q_{MC} (choix discuté plus loin en 4.3). La piézométrie dans la nappe de la craie est représentée ici par la variable h_f .

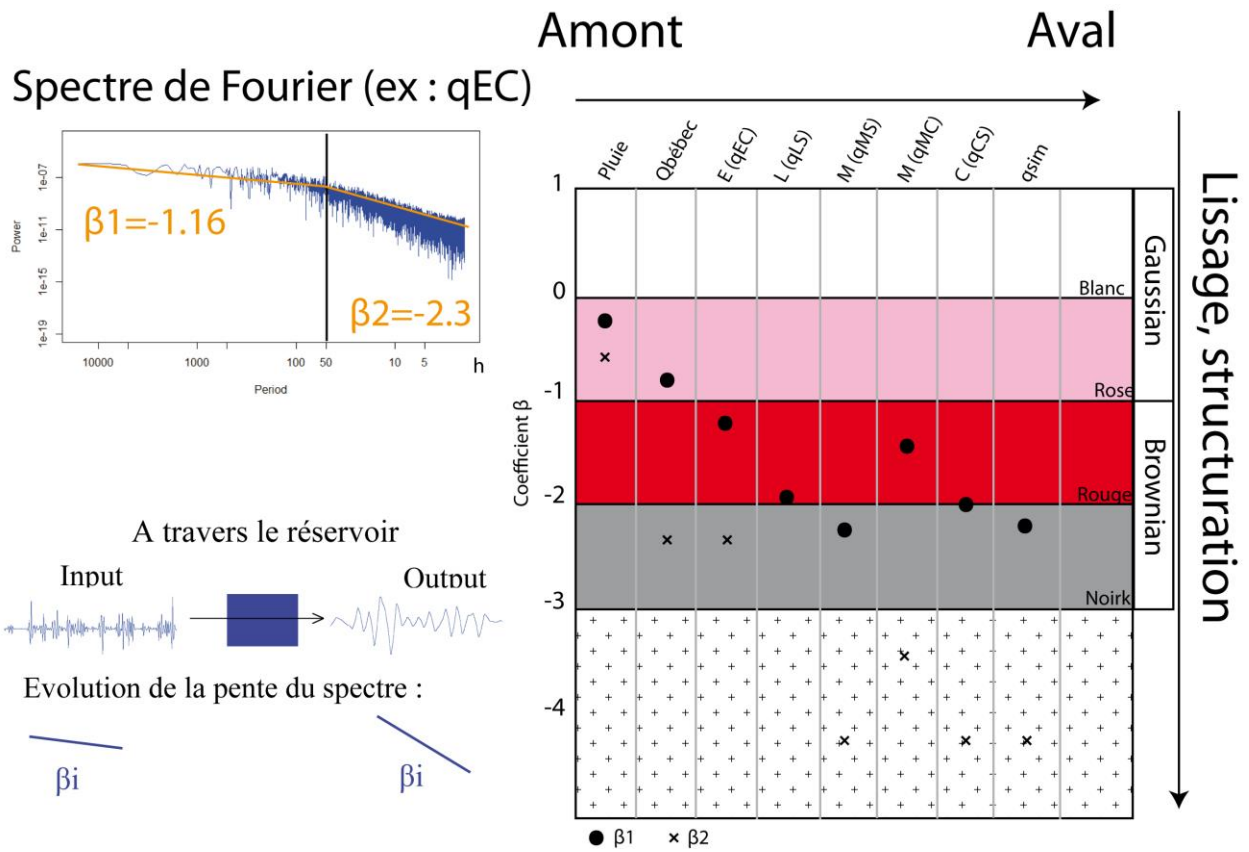


Figure 142 : Evolution des pentes des spectres de Fourier des débits internes à la traversée du modèle

Tableau 19 : Ruptures de pente (coefficient β) des spectres de Fourier à la traversée du modèle

Variable	β_1	β_2	T rupture(h)
Pluie	0	/	/
Qbébec	-0.83	-2.29	45.8
q _{EC}	-1.16	-2.3	50
q _{MS}	-2.2	-4.26	155
q _{LS}	-1.88	/	/
q _{MC}	-1.39	-3.44	53
q _{MC+}	-0.96	-3.16	112
q _{MC-}	-0.1	-3.45	44
q _{CS}	-2.01	-4.29	52
qsim	-2.18	-4.28	55
hf	-1.75	/	/

Les signaux d'entrée que constituent la pluie et le débit du Bébec ont des pentes faibles ($\beta_1 = -0.8$ et $\beta_2 = -2.29$ pour le Bébec, et quasiment nulle pour la pluie) ; les pentes en sortie du réservoir E sont plus importantes. Les pentes des spectres augmentent fortement à la traversée du réservoir M, notamment pour q_{MC} qui constitue un apport conséquent à C. La pente unique de q_{LS} est moyenne (1.88). Il apparaît donc que la pente finale du spectre pour le débit simulé est à priori influencée par l'apport provenant des réservoirs E dans une certaine mesure et encore davantage par M, qui jouent un rôle important dans sa signature spectrale.

4.2.3 Analyse multirésolution et EEMD

4.2.3.1 Présentation des résultats de décomposition

Le débit simulé a été soumis à l'analyse multirésolution et comparé aux détails du débit observé (Figure 143). Les corrélations sont détaillées dans le Tableau 20.

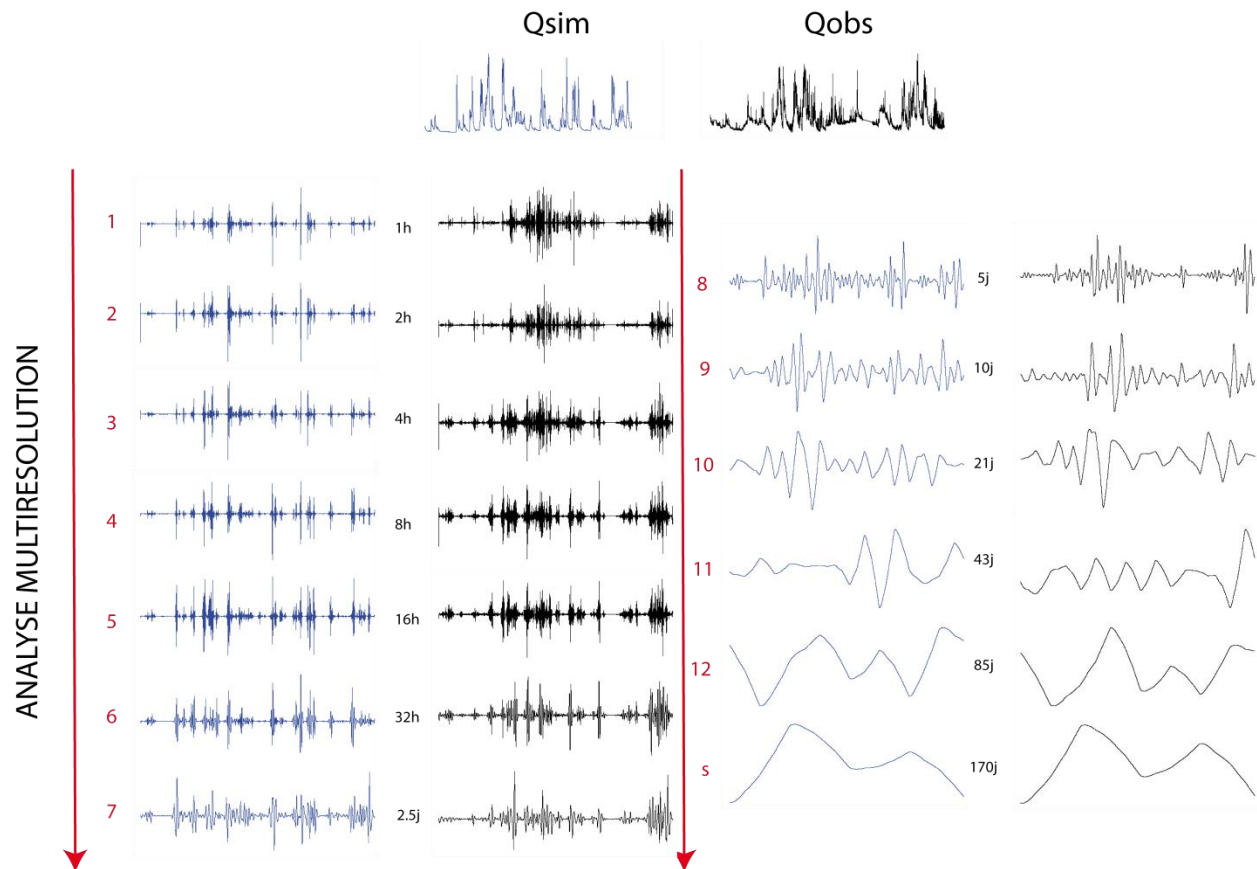


Figure 143 : Analyse multi-résolution du débit simulé comparée au débit observé (Daubechies 8)

Tableau 20 : Comparaison entre les détails de l'analyse multirésolution de qsim et qobs

détails	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Résidu
Corrélation	0	0.04	0.08	0.02	0.44	0.60	0.59	0.73	0.80	0.83	0.56	0.94	0.83

D'après ces informations, les détails de haute fréquence sont mal corrélés. Cela pourrait s'expliquer en partie par le filtrage exercé sur qobs avant l'entrée dans le modèle pour en retirer la marée et le bruit ; ici, la comparaison est faite avec le débit originel. A partir du détail n°5, la corrélation augmente ; elle est supérieure à 0.7 pour les détails 8, 9, 10, 12 ainsi que le résidu. Les basses fréquences sont dans l'ensemble bien reproduites par le modèle, avec une petite exception pour le détail 11 (0.56) qui correspond à 43 jours.

Le débit simulé a aussi été décomposé par EEMD. La Figure 144 donne les IMFs, comparées aux détails de l'analyse multirésolution, et le Tableau 21 les valeurs des coefficients de corrélation entre IMFs de l'EEMD et détails de l'analyse en ondelettes.

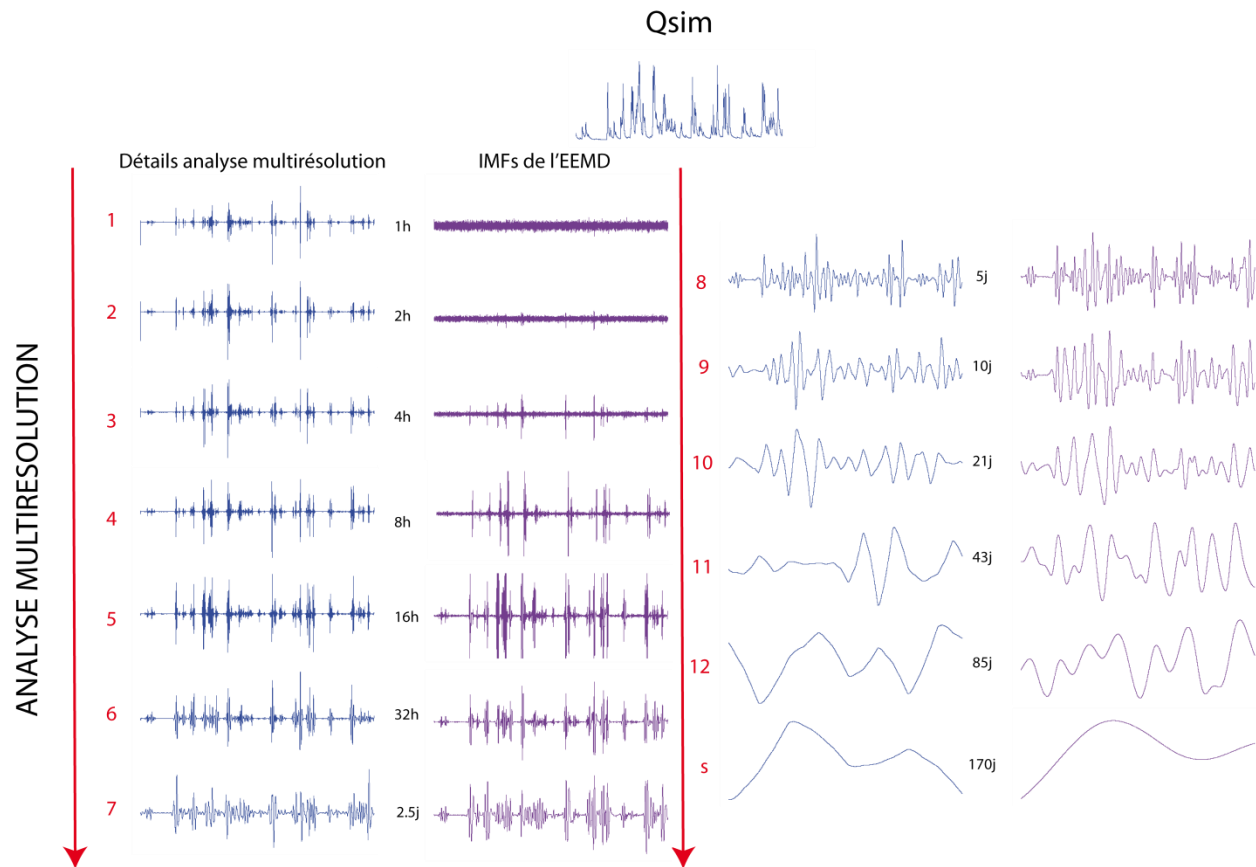


Figure 144 : Comparaison entre les détails et IMFs pour le débit simulé

Tableau 21 : Corrélations entre IMF de l'EEMD et détails de décomposition par ondelettes pour qsim

détail/IMF	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Résidu
Corrélation	0.05	0.16	0.40	0.66	0.72	0.76	0.67	0.56	0.69	0.65	0.38	0.62	0.70

La décomposition fréquentielle effectuée par EEMD est proche de celle effectuée par analyse multirésolution. On remarque toutefois des différences d'amplitude. La mauvaise corrélation des détails et IMFs de haute fréquence (1 à 3) peut s'expliquer à cause du bruit présent sur ces mêmes IMFs (bruit défini à 0.002 m³/s dans l'EEMD). Les corrélations des détails de plus basses fréquences sont bonnes, à l'exception à nouveau du détail n°11 (0.38).

4.2.3.2 Tendance générale

Le résidu de qsim issu de l'EEMD, présenté Figure 145, présente une tendance croissante claire. Cette tendance croissante est également observée dans les données issues du modèle à réservoir, avec le comportement du réservoir L (hauteur croissante sur toute la période, et débit croissant sur la période). La comparaison avec la piézométrie sera étudiée plus bas au chapitre 5.

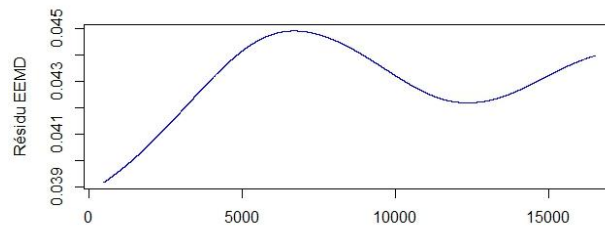


Figure 145 : Résidu de l'EEMD

L'analyse multirésolution en ondelettes, quant à elle, ne permet a priori pas de détecter cette tendance croissante (Figure 146). La forme spécifique de l'ondelette (quelle que soit l'ondelette choisie, ici ont été testées les ondelettes s8 et s20) peut être une première explication de ce phénomène. L'amplitude faible de l'augmentation observée sur le débit simulé peut aussi être à l'origine de cette non-détection (augmentation principalement visible sur les valeurs des débits de base légèrement plus élevés sur la deuxième moitié de la chronique). Précisons que rajouter des détails dans la décomposition n'apporte pas de changement important à l'aspect du résidu.

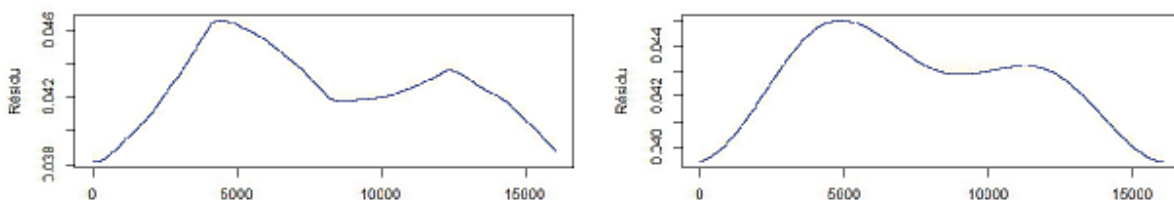


Figure 146 : Résidu de l'analyse multirésolution
(Ondelettes utilisées : (s8 à g., s20 à d.)

4.2.3.3 Comparaison des débits internes avec les composantes d'analyse multirésolution et EEMD

La comparaison initiale des détails de la décomposition peut permettre de s'interroger sur la possibilité de retrouver les différents débits internes à partir des composantes spectrales. L'objectif de cette partie est de tester si des combinaisons de certains détails du débit simulé permettent d'obtenir des signaux proches des débits internes du modèle. Les débits de sortie des réservoirs ont donc été comparés à différentes sommes de détails de Qsim.

Le débit q_{MS} , bien que très faible en amplitude, a été comparé à différents signaux reconstruits, dans un premier temps par analyse multirésolution. La corrélation optimale (0.90) est obtenue en sommant les détails de moyenne et basse fréquence au résidu (détails 7 à 12) ; le résultat est présenté Figure 147.

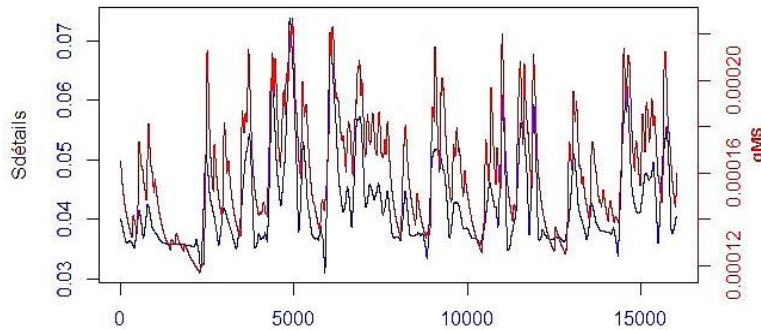


Figure 147 : Comparaison entre q_{MS} et la somme partielle des détails de Qsim

Note : q_{MS} en rouge, la somme des détails de la multirésolution en bleu.

En ce qui concerne les variations et donc le contenu fréquentiel, on a une très bonne corrélation ; mais les amplitudes des deux signaux sont très différentes. Toutefois, q_{MS} n'est pas le débit principal de sortie du réservoir M, et s'il peut représenter en partie sa signature de « modulation fréquentielle », en terme d'impact sur l'amplitude c'est le débit q_{MC} qui joue un rôle prépondérant.

Le débit q_{CS} présente une corrélation maximale avec la somme de tous les détails ; dans le cas où le résidu est également rajouté, la corrélation est meilleure (0.999) que dans le cas où il ne l'est pas (0.96), mais dans ce dernier cas les amplitudes sont bien plus proches (voir figure 148). La reconstruction sans le résidu présente toutefois une déformation, liée au fait que le résidu final présente encore une ondulation (deux modes), ce qui mène à une chronique déformée lorsqu'il n'est pas ajouté.

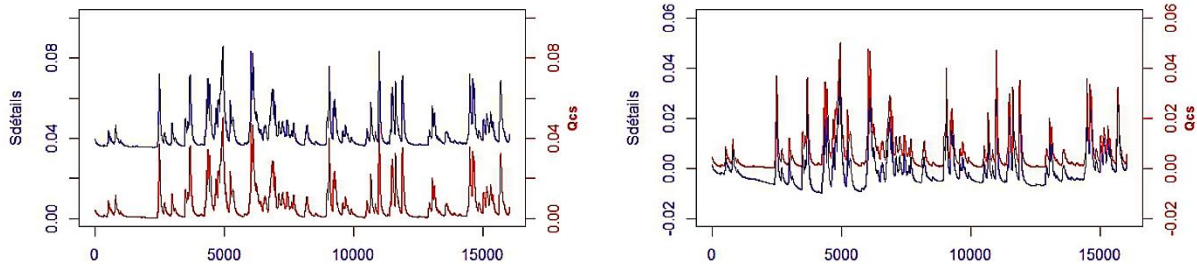


Figure 148 : Comparaison entre q_{CS} et la somme partielle des détails de Q_{sim}

(à g. somme de tous les détails et du smooth ; à d., somme de tous les détails sans le smooth ; q_{CS} en rouge et la somme des détails en bleu)

Enfin, les débits de sortie de E ont été également comparés aux détails de Q_{sim} . Comme il a été vu précédemment, les débits q_{EL} , q_{EM} et q_{EC} présentent les mêmes variations, seule l'amplitude diffère ; seul le débit q_{EC} est donc présenté ici, Figure 149. C'est la somme des détails 5 à 12 plus le smooth qui obtient la meilleure corrélation (0.77). L'ajout des détails de haute fréquence diminue légèrement la corrélation entre les deux signaux, bien que le signal q_{EC} présente à l'œil de plus hautes fréquences que le signal reconstruit.

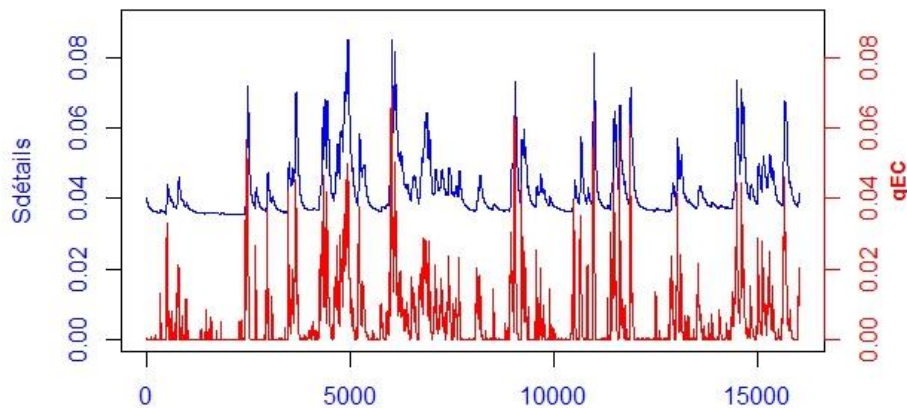


Figure 149 : Comparaison entre q_{EC} en rouge et la somme partielle des détails q_{sim} en bleu

Dans le cas de q_{LS} , seule une comparaison au résidu peut être envisagée. La corrélation entre le smooth de l'analyse multirésolution et q_{LS} est légèrement négative. La corrélation entre le résidu de l'EEMD et q_{LS} est égale à 0.22, ce qui reste relativement faible. La tendance croissante est toutefois l'élément commun aux deux signaux.

Le cas particulier du débit interne q_{MC} , débit d'échange entre réservoirs est traité dans la partie suivante 4.3.

Les comparaisons précédentes ont été effectuées avec des signaux reconstruits suite à l'analyse multirésolution ; la même démarche a été suivie pour comparer les débits internes avec les IMFs issues de l'EEMD. Les résultats étaient similaires (même nombre d'IMF nécessaire pour obtenir les meilleures corrélations), avec toutefois des coefficients de corrélation légèrement inférieurs à ceux obtenus par analyse multirésolution (0.71 pour q_{MS} , 0.93 pour q_{CS} , et 0.70 pour q_{EC}).

4.2.3.4 Séparation des détails par l'analyse Fourier

Les corrélations fortes obtenues en comparant les sommes de détails de l'analyse multirésolution et les débits internes du modèle semblent indiquer qu'il est possible, dans une certaine mesure, de « reconstruire » le contenu fréquentiel de certains débits internes du modèle. Un des intérêts est l'obtention de la signature fréquentielle du passage à travers de l'un ou l'autre des réservoirs du modèle conceptuel, qui correspondraient à des dynamiques internes différentes caractéristiques du système karstique. Or, ces sommes de détails sont apparues « clivées » : le débit sortant du réservoir E obtenait une meilleure corrélation avec la somme des détails 5 à 12 et du smooth ; celui sortant du réservoir M correspondait à la somme des détails 7 à 12 et du smooth ; tandis que le débit de C vers M (partiellement issu du débit du Bébec), montrait les meilleures corrélations avec les détails 1 à 4 (sans le smooth). Autrement dit, le signal d'entrée peu modifié par une traversée de réservoirs (entrée direct du Bébec dans le réservoir C et pas de passage/filtrage par d'autres réservoirs) est associé aux détails de haute fréquence ; le signal davantage modifié à la traversée du réservoir E est associé à des moyennes et basses fréquences ; et enfin le signal filtré de manière plus importante par la traversée du réservoir M contient deux détails de moins que celui sortant de E, et est dominé par les basses fréquences. Enfin, le réservoir L n'est associé à aucun détail, mais peut-être associé au résidu de l'EEMD.

La question suivant s'est alors posée : est-il possible de retrouver les points de séparation en termes de fréquence observés sur les débits internes, uniquement à partir de l'analyse spectrale du signal ?

En reprenant les spectres de Fourier présentés Tableau 19, le spectre du débit simulé présente une rupture de pente à $T=55$ environ. Cette valeur correspond dans l'analyse multi-résolution à une valeur à peine supérieure au 5^e détail de la décomposition (Tableau 22).

Tableau 22 : Fréquences de l'analyse multirésolution

détails	D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7	D8	D9	D10	D11	D12
fréquence	3.2	6.6	12.2	26.6	53.8	110.5	200.4	400.8	667.9	1336	3206	8015

Or, précédemment, lors de la comparaison de signaux reconstruits en sommant les détails avec les débits internes du modèle, le détail 5 a été mis en évidence comme le premier détail de la somme reconstruite la mieux corrélée au débit q_{EC} . La rupture de pente serait donc à mettre en parallèle avec les filtrages ayant lieu dans le modèle, au niveau du réservoir E.

La seconde rupture de pente observée dans les spectres de Fourier est associée au réservoir M, avec une rupture pour $T=155$ (pour q_{MS}). Cette période vient se placer entre le détail 6 et le détail 7 de l'analyse multirésolution. Or, la « reconstruction » du débit q_{MS} par somme des détails de l'analyse multirésolution inclut les détails 7 à 12.

Il semble donc en première observation que le spectre de Fourier puisse permettre de distinguer des changements de dynamique fréquentielle, changements également reproduits par le modèle à réservoirs. Cette observation devrait toutefois être vérifiée sur d'autres systèmes karstiques. Si les ruptures de pente des spectres de Fourier correspondent également aux « clivages en fréquence » des débits internes des modèles, alors ces deux informations se recoupant peuvent être considérées comme pertinentes pour l'analyse du fonctionnement du système karstique.

Pour résumer, la somme consécutive des détails de l'analyse multirésolution du débit simulé à la source a montré de bonnes corrélations avec les débits internes du modèle à réservoirs en sortie de certains réservoirs.

- La somme des détails de basses et moyennes fréquences du débit simulé à la source montre une bonne corrélation avec le débit interne du modèle en sortie du réservoir E « Epikarst ».
- La somme des détails de basses fréquences du débit simulé à la source est corrélée avec le débit interne en sortie du réservoir M (« Matrice connectée au réservoir Conduit »)
- Le spectre de Fourier du débit à la source présente des ruptures de pentes, et les fréquences de coupure associées correspondent aux fréquences de départ des sommes de détails les mieux corrélées avec les débits internes.

Cette hypothèse est résumée sur la Figure 150.

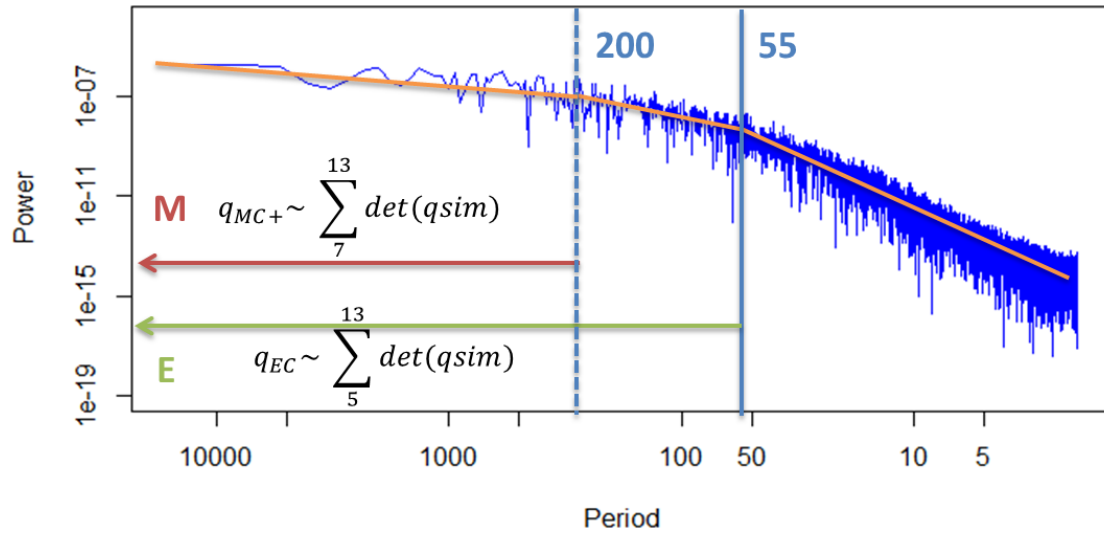


Figure 150 : Schéma de synthèse du spectre de Fourier associé aux sommes de détails de l'AMR

4.3 Echange « matrice – conduits » (M-C)

4.3.1 Analyse des flux q_{MC} et volumes associés

La configuration optimale du modèle nécessite un échange entre le réservoir C et le réservoir M, sous la forme du débit interne q_{MC} . Ce débit, visible sur la Figure 151, peut être positif ou négatif selon les conditions de hauteur dans les réservoirs, apporte des informations nouvelles sur la dynamique du système tel que conceptualisé par le modèle à réservoirs.

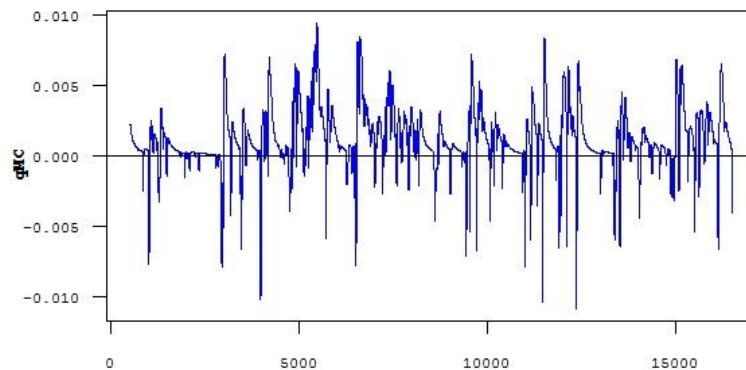


Figure 151 : Débit q_{MC} (échange matrice-conduit) en m^3/s

On peut remarquer que la dynamique de C vers M (partie négative, q_{MC-}) est sensiblement différente de la dynamique de M vers C (partie positive, q_{MC+}); c'est d'autant plus visible lorsqu'on sépare les deux parties de la chronique (voir Figure 152).

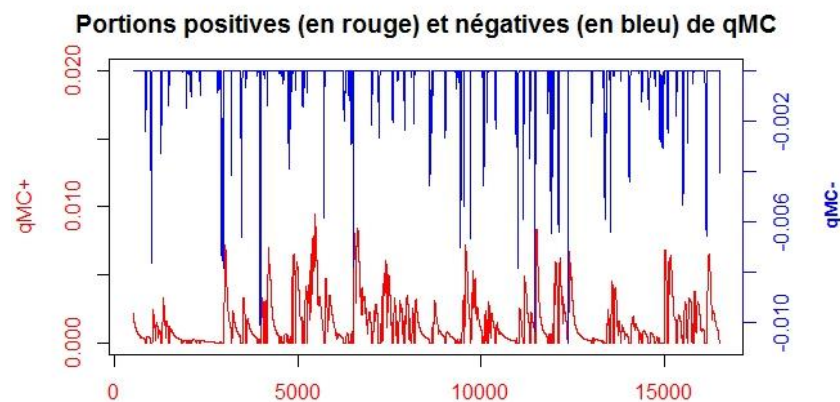


Figure 152 : Séparation de q_{MC}

La partie négative de q_{MC} , soit q_{MC-} , est constituée de brèves impulsions, à l'image d'un hétéogramme. La partie positive q_{MC+} est au contraire une chronique relativement continue (à l'exception des valeurs associées à des pics de q_{MC-} , où q_{MC+} s'annule), et est davantage comparable à un hydrogramme. Les volumes d'eau correspondants (Figure 153) montrent que les transferts d'eau entre les réservoirs M et C ne sont pas symétriques : il y a un rapport de un sur cinq entre les deux. Le flux q_{MC+} ne constitue donc pas uniquement un retour différé du volume d'eau apporté par q_{MC-} , mais est la somme de ce volume avec volume apporté par le réservoir M en continu.

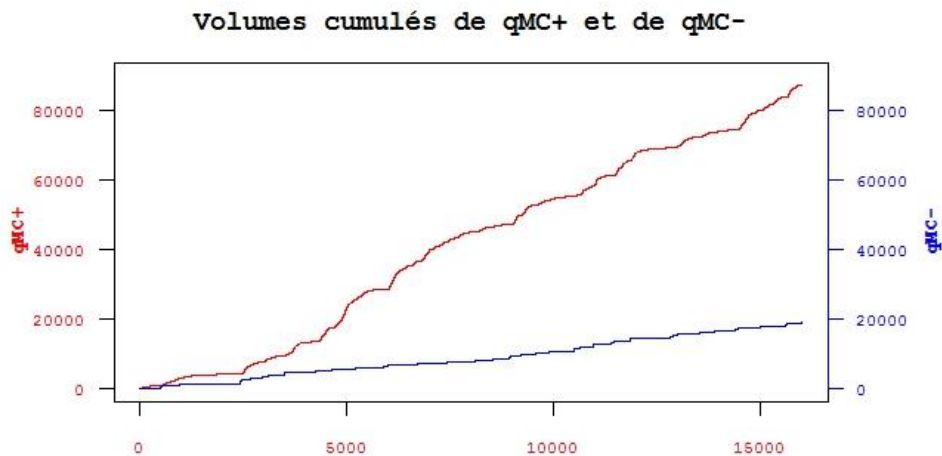


Figure 153 : Volumens cumulés de q_{MC+} et q_{MC-} (en m^3)

Cette différence entre les flux peut être interprétée dans le modèle comme un remplissage rapide du réservoir C suite à des épisodes pluvieux importants, atteignant ainsi les conditions de hauteur permettant un basculement du flux de C vers M. A l'inverse, le fonctionnement de base est le flux de M vers C, constitué d'un apport d'eau stockée dans M ainsi qu'éventuellement de relargage d'eau apportée par le réservoir C précédemment. Dans la réalité, ce phénomène pourrait être illustré par une mise en charge des conduits karstiques lors de crues importantes, où ceux-ci alimenteraient ponctuellement la matrice fissurée à proximité des conduits (cas q_{MC-}), ou des systèmes annexes. Hors de ces événements pluvieux, cette matrice fissurée bien connectée au réseau karstique apporterait en différé le volume issu de q_{MC-} , venant s'ajouter à un volume spécifique au réservoir M, lié par exemple à un réseau fissural relié aux conduits et à des bétoires actives, et donc à une infiltration retardée, concentrée. Ces hypothèses sont corroborées par certaines observations du système évoquées en Partie 1 et estimations réalisées en Partie 3 : d'une part, le diamètre relativement faible estimé des conduits ; et d'autre part, l'occurrence de phénomène de saturation à la perte du Bébec. Ces deux éléments combinés appuient l'hypothèse de mise en charge du ou des conduits de manière brève et ponctuelle lors d'événements pluvieux importants mise en évidence par le modèle.

4.3.2 Analyses corrélatoires et spectrales

Les autocorrélations pour les chroniques q_{MC+} et q_{MC-} (Figure 154) montrent des comportements différents. L'effet mémoire pour q_{MC+} est de 6 jours, et pour q_{MC-} il est de 21 heures, traduisant le comportement plus inertiel de q_{MC+} .

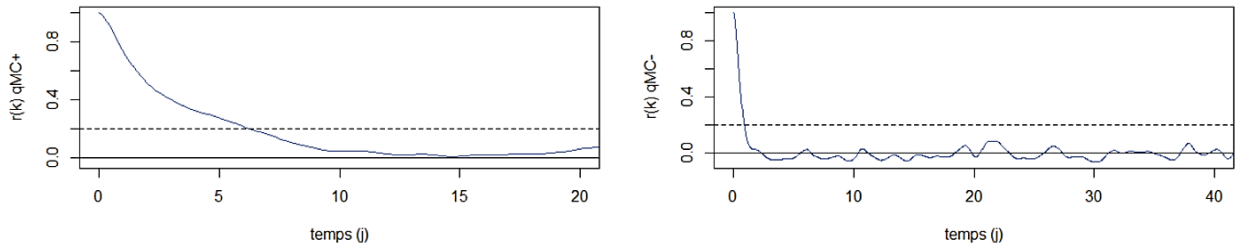


Figure 154 : Autocorrélations de q_{MC+} (à g.) et de q_{MC-} (à d.)

Les graphiques de corrélations croisées peuvent apporter des informations complémentaires sur les flux transitant entre les réservoirs C et M. Sur la Figure 155, on peut observer que les flux q_{MC+} et q_{MC-} sont anti-corrélés pour un délai (lag) de zéro (le flux étant à sens unique). Une corrélation maximale est observée à 74 heures d'écart entre les deux chroniques, soit trois jours. On peut supposer qu'il s'agit du temps de réponse du réservoir M à un apport d'eau en provenance du réservoir C (conduits), sous la forme d'une impulsion.

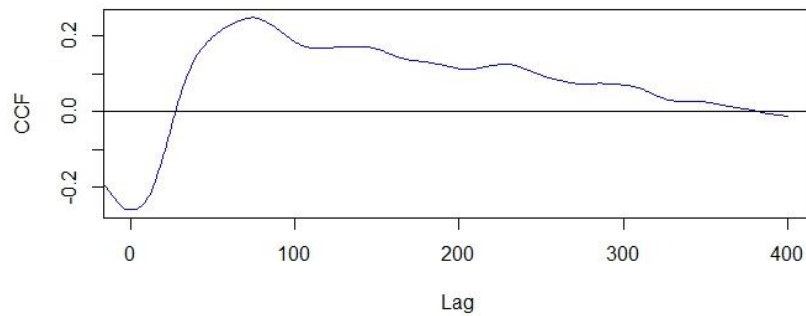


Figure 155 : Intercorrélation entre q_{MC+} et q_{MC-} .

(note : ces deux débits ont été définis positifs pour l'intercorrélations)

La même analyse a été faite pour différentes périodes plus ou moins longues, afin de déterminer s'il existe une variabilité importante au cours d'un cycle hydrologique sur l'évolution q_{MC+} par rapport à q_{MC-} . Les résultats sont présentés dans le Tableau 23.

Tableau 23 : Intercorrélation entre q_{MC+} et q_{MC-} par période

Période/ q_{m+}/q_{m-}	Pic1	Lag1	Pic2	Lag2
1 : étiage	-0.24	1	0.43	76
2a : hautes eaux	-0.69	-2	0.69	72
2b : crue hivernale	-0.33	-1	-0.28	-114
3 : étiage	-0.47	0	0.42	-210
4 : fin d'étiage	-0.69	0	0.44	49
5 : crue hivernale	-0.45	-1	0.25	64
6 : décrue	-0.54	0	/	/
Totalité chronique	-0.26	0	0.25	74

Ces résultats viennent confirmer ceux donnés par la Figure 155, c'est-à-dire une forte anti-corrélation pour un lag nul ou très faible, ainsi qu'un délai entre les chroniques de 49 à 76 heures. Ce délai pourrait être interprété comme le temps de réponse du réservoir M à l'impulsion constituée par q_{MC-} .

La comparaison avec les graphiques d'intercorrélation des débits q_{MC+} et q_{MC-} avec le débit du Bébec (débit de la perte), débit d'entrée dans le système au niveau du réservoir C, apporte des éléments confortant l'interprétation précédente. Le débit interne q_{MC-} est corrélé au débit du Bébec avec un lag de deux heures (voir Figure 156) ; le coefficient de corrélation vaut 0.22, valeur à mettre en perspective avec l'intermittence du signal q_{MC-} et sa non linéarité.

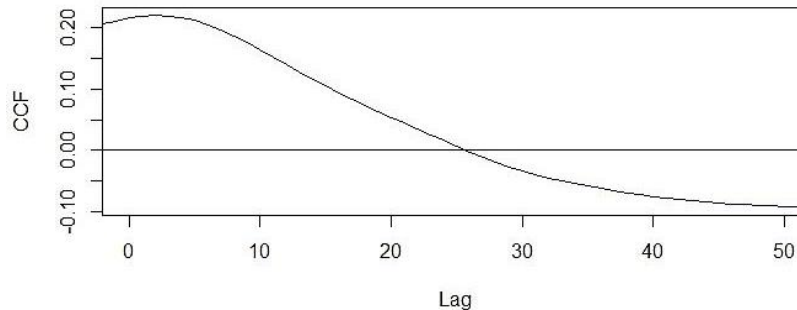


Figure 156 : Intercorrélation entre q_{MC-} et $Q_{bébec}$

L'intercorrélation entre q_{MC+} et $Q_{bébec}$ donne un coefficient de corrélation plus élevé (0.62) pour un lag de 48 heures. Cette valeur, plus faible que celle donnée par l'intercorrélation entre q_{MC+} et q_{MC-} , peut s'expliquer par le fait que tous les événements de crue observables sur la chronique de débit du Bébec ne conduisent pas forcément à une mise en charge suffisante pour générer un débit q_{MC-} , tout en ayant une augmentation du débit q_{MC+} due aux apports de M alimenté par le réservoir E.

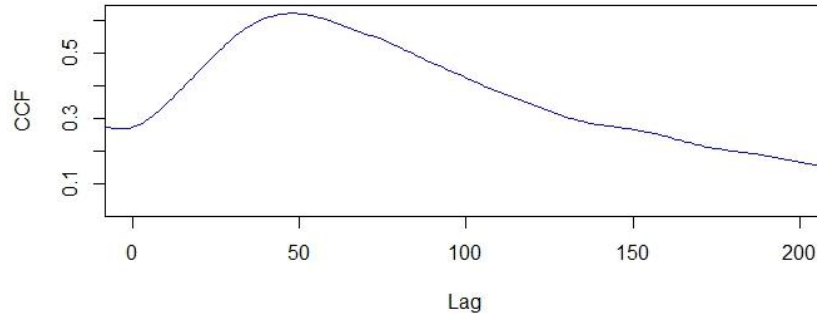


Figure 157 : Intercorrélation entre qMC+ et Qbébec

4.3.3 Reconstruction de Qmc et Qmc+

Dans la section précédente (4.3.2), les débits de sortie des réservoirs ont été comparés à des signaux obtenus à partir des détails du débit simulé issus de l'analyse multirésolution par ondelette. Il a été noté également que le volume de sortie du réservoir M, q_{MS} , représentait un faible volume comparé au débit final à la source. Mais ce même réservoir M contribue de manière importante au débit de sortie par le biais du flux q_{MC} . La même démarche que précédemment est donc appliquée ici : en comparant le contenu fréquentiel des chroniques q_{MC} et q_{sim} , on cherche à savoir s'il est possible d'identifier quelles composantes de q_{sim} pourraient constituer une signature de q_{MC} dans le signal final, et s'il est possible de reconstruire le signal q_{MC} à partir des composantes de q_{sim} .

L'analyse des fréquences présentes dans le signal a amené à reconstruire un signal à partir du résidu (smooth) de la décomposition de q_{sim} , sommé aux détails 7 à 12. Le résultat, visible Figure 158, montre que les variations positives de q_{MC} en termes de fréquence peuvent être reproduites en partie. La corrélation entre les deux signaux est de 0.53 ; toutefois, les amplitudes diffèrent.

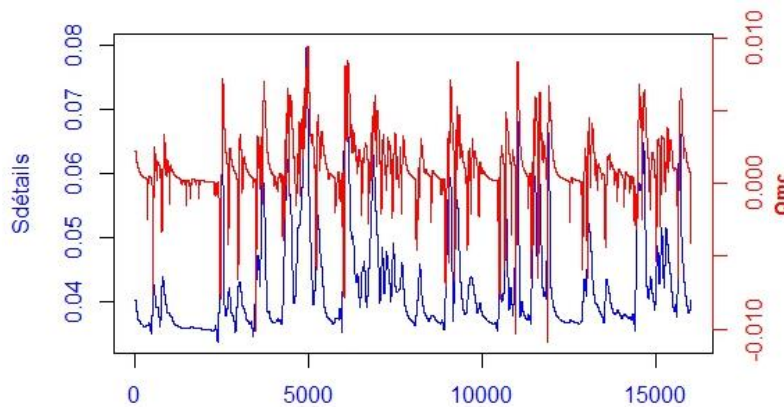


Figure 158 : Comparaison entre le débit qMC et la somme partielle des détails de Qsim

De la même manière, les signaux q_{MC+} et q_{MC-} ont été analysés et comparés aux détails de q_{sim} (Figure 159 et Figure 160).

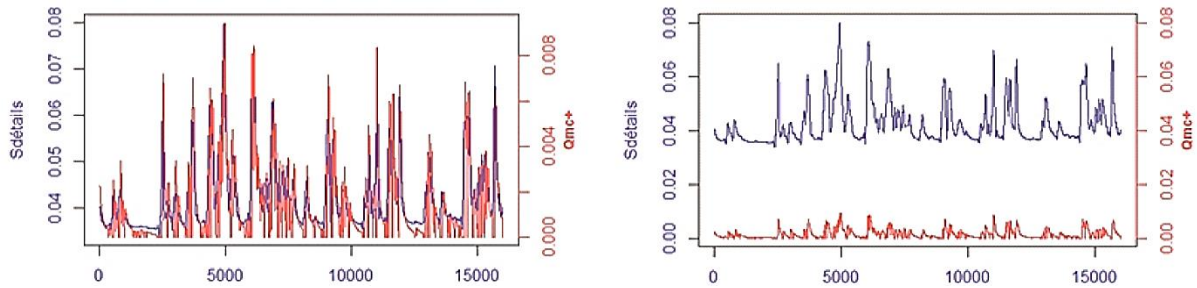


Figure 159 : Comparaison entre q_{MC+} et la somme partielle des détails de Q_{sim}

(q_{MC+} en rouge, la somme des détails en bleu ; les graphiques superposés à gauche, à la même échelle à droite)

La même reconstruction que celle employée pour q_{MC} (somme de d_7 à d_{12} et du smooth) présente une corrélation maximale avec la chronique q_{MC+} (coefficient de 0.73), comme la partie gauche de la Figure 159 l'illustre. Toutefois, il n'est pas possible d'obtenir une reconstruction présentant la même amplitude que q_{MC+} (partie droite de la Figure 159).

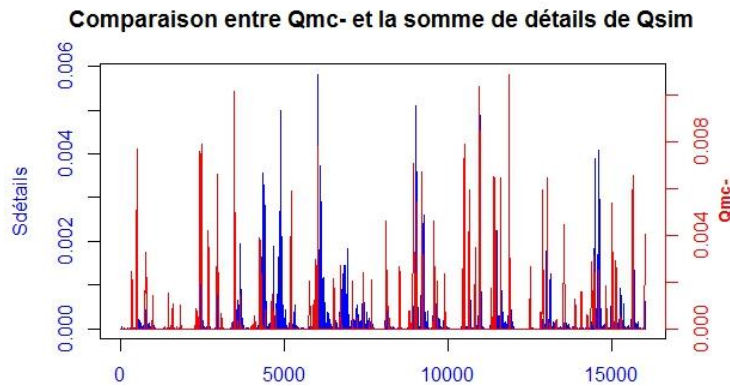


Figure 160 : Comparaison entre q_{MC-} et la somme partielle des détails de Q_{sim}

Pour q_{MC-} , le signal a été comparé respectivement aux parties négative et positive du signal reconstruit (les détails étant centrés et q_{MC-} étant un signal tronqué). La configuration optimale est la somme des détails 1 à 4, pour une corrélation de 0.23. Cette corrélation plus faible est à mettre en parallèle avec le fait que q_{MC-} ne contribue pas directement à q_{sim} puisque ce flux alimente le réservoir M ; q_{MC-} (en terme fréquentiel) peut éventuellement avoir une influence retardée via q_{MC+} . Il est également associé à des pics importants du débit du Bébec, associés à un remplissage rapide de C et à une augmentation du débit. Toutefois, il est intéressant de noter la séparation des détails dans les reconstructions optimales des signaux, avec les détails de moyenne et basses fréquences associés à q_{MC+} , tandis que ceux de haute fréquence sont associés à q_{MC-} .

4.4 Conclusion intermédiaire

Dans ce chapitre, les deux approches différentes que sont la modélisation à réservoir et l'analyse du signal (axée décomposition) ont été appliquées sur les séries de débit observées et la pluviométrie. Employées indépendamment, elles fournissent certaines informations qui se recourent :

- Le modèle montre une tendance générale à l'augmentation, bien qu'elle soit légère, par le biais du comportement du réservoir L (augmentation de la hauteur d'eau, et augmentation du débit sortant). Une tendance à l'augmentation est également détectée dans l'analyse du signal, avec le résidu de l'EEMD. Toutefois l'analyse par ondelettes ne détecte pas cette tendance dans le smooth (du moins par pour 12 ou 13 détails considérés). L'analyse du signal brut permet donc à priori d'extraire des informations que le modèle reproduit de lui-même, notamment la tendance générale (potentiellement liée aux variations climatiques, mais la longueur de la chronique ne permet pas de le confirmer ou de l'infirmer à ce stade).
- L'analyse des spectres de Fourier met en évidence des ruptures de pente, qui pourraient être interprétées comme des régimes hydrodynamiques différents au sein de la série de débit.
- Le modèle à réservoirs a permis de déterminer que les simulations optimales nécessitent d'avoir trois réservoirs différents pour pouvoir reproduire correctement les variations de débit.

Les deux méthodes ont également été employées de manière combinée. L'analyse multi-résolution et l'EEMD, appliquées sur les débits internes du modèle à réservoir, ont apporté des éléments sur la transmission de l'information spectrale à travers le système modélisé. Les réservoirs fonctionneraient comme des filtres successifs avec des caractéristiques différentes. Les comparaisons entre les débits internes et les différentes composantes fréquentielles du débit final montrent que la modification successive des fréquences par le modèle à réservoir se fait de manière clivée (les fréquences filtrées sont des fréquences successives). Par exemple, le réservoir E filtrerait de manière importante les hautes fréquences, car le débit q_{EC} présente une corrélation maximale au signal sommant les détails 5 à 12 du débit à la source. Le réservoir M filtre davantage de fréquences, puisqu'il exclut les détails 5 et 6. Tandis que le réservoir C ne filtre que très peu le signal, puisque les hautes fréquences en provenance du débit de la perte se retrouvent à la fois dans le débit à la source, et dans le débit q_{MC} (flux de C vers M). Enfin, les ruptures de pente détectées dans le spectre de Fourier sont cohérentes avec les clivages relevés dans les sommes des détails pour les différents réservoirs.

L'accès aux composantes internes apporte aussi des éléments intéressants sur l'échange entre les réservoirs M et C. Ce flux q_{MC} peut être interprété par exemple comme un flux entre matrice fissurée et conduits karstiques (ou des systèmes annexes), à mettre en parallèle avec des phénomènes de mise en charge du conduit et de relargage d'eau stockée par la matrice connectée suite à des événements de crue. Ce résultat est cohérent avec les observations de terrain, notamment la présence d'un effet seuil au-delà duquel la perte ne peut plus absorber le débit du Bébec en crue et se remplit, ainsi qu'avec la taille estimée des conduits.

La comparaison entre les caractéristiques statistiques et spectrales des signaux d'entrée et de sortie et des signaux internes au modèle a ainsi apporté des informations sur les dynamiques des différents réservoirs, et sur la manière dont le signal de débit en sortie acquiert ses caractéristiques.

Le chapitre suivant de cette partie s'attache à exploiter les données observées de piézométrie ainsi que les traceurs naturels qui constituent la conductivité et la turbidité afin de vérifier si ces données infirment ou confirment les hypothèses réalisées dans cette partie (interprétation physique et hydrodynamique du système).

5. Comparaison avec les données et traceurs naturels

5.1 Comparaison avec les différentes chroniques observées

5.1.1 Piézométrie

Le réservoir L pouvant être interprété comme un réservoir beaucoup plus inertielle simulant le fonctionnement de l'aquifère crayeux poreux, il était intéressant de vérifier si on pouvait observer ou non des tendances similaires dans le comportement de la nappe de la craie.

La variation de hauteur d'eau dans le réservoir L a donc été comparée à celle de la piézométrie sur la période de simulation (soit un peu plus de deux ans), via le piézomètre de Fourmetot, dont de précédant travaux ont montré la corrélation parfaite avec la piézométrie sur le bassin versant étudié et dont les chroniques étaient les plus longues et les plus fiables (Dupont et al 2006; Slimani 2009) . Le résultat est présenté Figure 161.

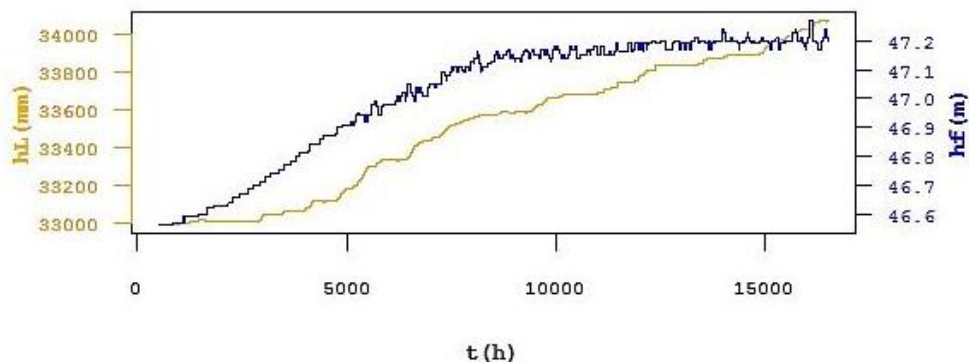


Figure 161 : Comparaison entre la hauteur dans L h_L et la piézométrie dans la nappe de la craie h_f

(h_f : hauteur au piézomètre de Fourmetot)

La tendance à l'augmentation est observée sur les deux signaux. Un point d'inflexion proche de l'indice 7000 est commun aux deux signaux, bien qu'il soit plus marqué sur la piézométrie. Enfin, tandis que h_L varie entre 33 et 34 mètres, h_f varie entre 46.6 et 47.2m, soit des ordres de grandeur proches. Le coefficient de corrélation entre h_L et h_f est 0.936.

Toutefois, les chroniques mesurées de débit n'étant disponibles que sur une période de deux ans, il faudrait vérifier cette adéquation entre l'évolution du réservoir L et la piézométrie sur une période plus longue.

5.1.2 Conductivité et turbidité

Les chroniques de conductivité et de température ont été comparées sur des périodes spécifiques, afin de les comparer aux débits internes q_{MC+} et q_{MC-} . L'objectif est d'observer si des dynamiques communes peuvent être détectées entre les marqueurs naturels que sont la conductivité et la turbidité, et les débits internes simulés. Les périodes considérées sont décrites dans le Tableau 24.

Tableau 24 : Récapitulatif des événements étudiés

N° Période	Dates	Description
1	17/07/2013-09/10/2013	Etiage
2a	12/12/2013-19/12/2013	Hautes eaux sans crue majeure
2b	26/12/2013-17/01/2014	Hautes eaux avec crues
2c	21/01/2014-12/02/2014	Hautes eaux avec crue
3	25/07/2014-06/08/2014	Etiage avec petits événements
4	14/09/2014-26/09/2014	Fin d'étiage
5	08/01/2015-19/01/2015	Hautes eaux avec crues
6	05/02/2015-15/02/2015	Décrue

Trois de ces événements, apportant le plus d'information (périodes de crues en particulier) sont présentés ci-dessous. Les autres événements (étiage) présentent moins d'intérêt et sont rassemblés en Annexe 6. L'événement 2b est illustré en Figure 162 et Figure 163.

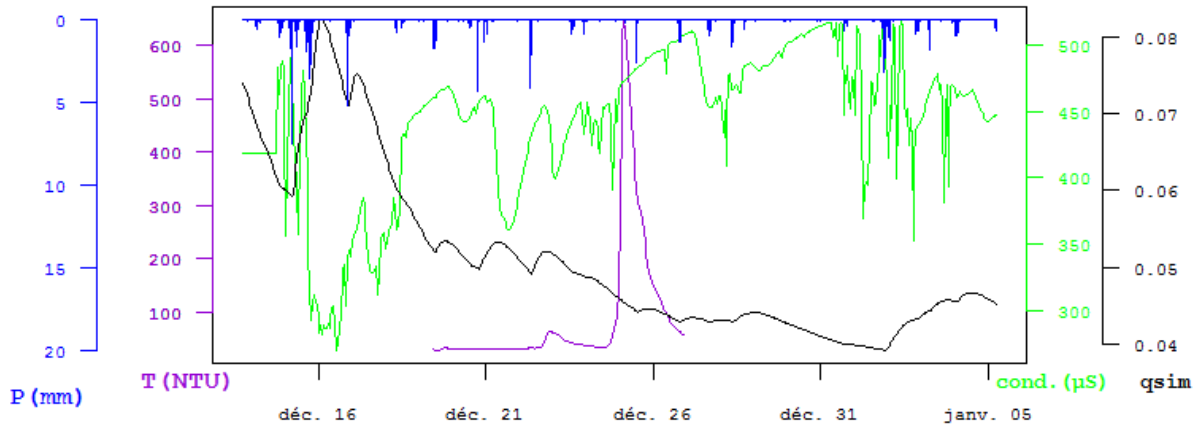


Figure 162 : Pluie, débit simulé (m³/s), conductivité et turbidité pour la période 2b

La mesure de la turbidité est intermittente (à cause de l'alimentation par batteries), ici l'essentiel de l'analyse portera sur la conductivité. Sur la Figure 162, le débit simulé présente une forte augmentation en début de chronique, avant que la décrue ne s'amorce. Sur la Figure 163, sur la partie initiale de crue, une diminution rapide de q_{MC+} est suivie d'une chute de conductivité. Puis lorsque q_{MC+} augmente à nouveau, la conductivité augmente également avec un lag de quelques heures. Un autre événement de moindre amplitude suivant la même évolution est visible le 21 décembre. Au-delà, sur la décrue, q_{MC+} diminue progressivement, tandis que la conductivité augmente légèrement.

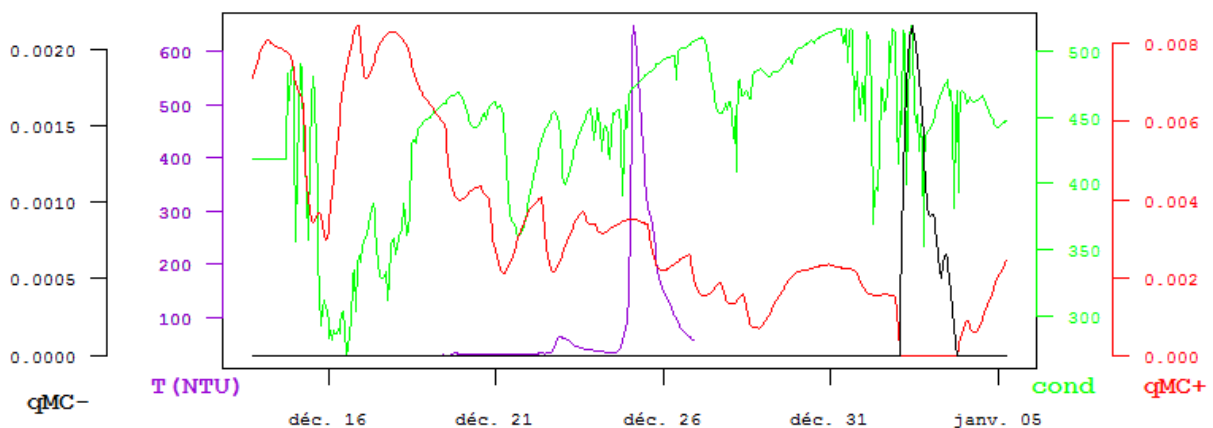


Figure 163 : Conductivité, turbidité, et débits q_{MC+} et q_{MC-} (en m³/s) pour la période 2b

L'événement 5, également situé en hautes eaux avec des crues, présente des variations similaires (Figure 164 et Figure 165).

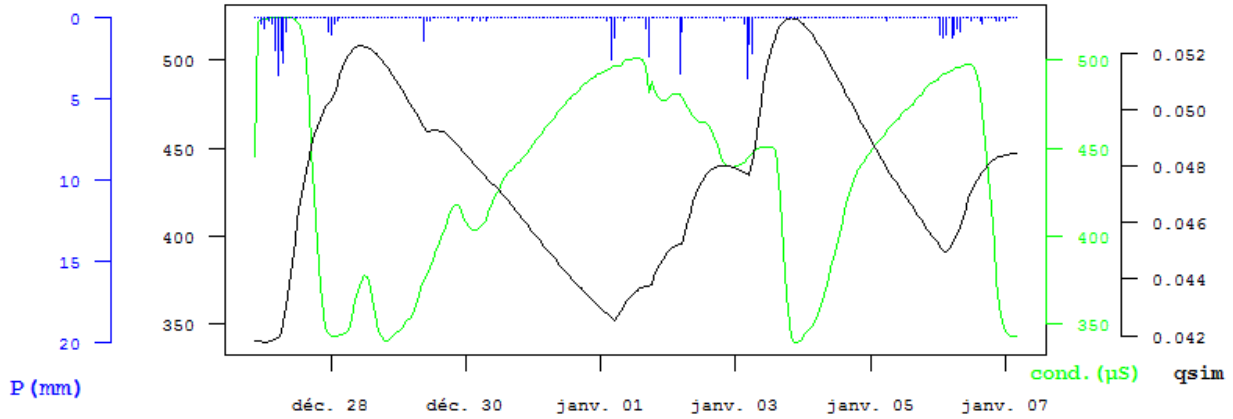


Figure 164 : Pluie, débit simulé et conductivité pour la période 5

La période 5 comporte deux crues consécutives. Lors de la première crue, un pic important de q_{MC-} est observé ; ce pic est superposé à une diminution très rapide de la conductivité. Suite à ce pic, le débit q_{MC+} augmente rapidement, suivi par la conductivité avec un certain retard. La seconde crue est associée à deux pics de faible amplitude de q_{MC-} , tous deux immédiatement suivis par des baisses de conductivité, avec entre ces deux pics une augmentation de q_{MC+} et une maximum local de la conductivité. Enfin q_{MC+} varie en forme de cloche, variation également observée pour la conductivité mais avec un décalage. Afin d'estimer ce décalage, l'intercorrélation entre la conductivité et le débit q_{MC+} a été calculée (Figure 166) ainsi qu'avec d'autres débits (Tableau 25) ; le coefficient d'intercorrélation vaut 0.6 pour un lag de 14 heures.

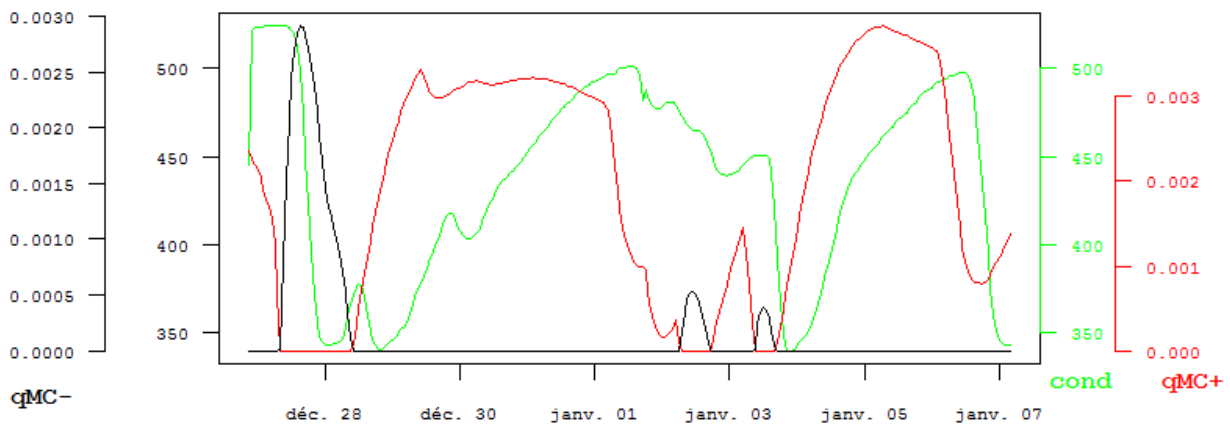


Figure 165 : Conductivité et débits q_{MC+} et q_{MC-} pour la période 5

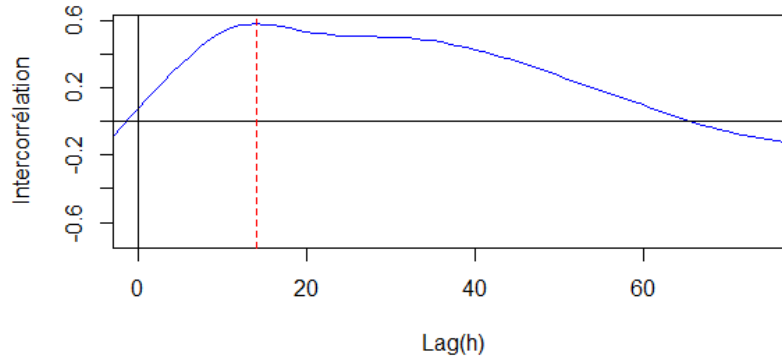


Figure 166 : Intercorrélation entre la conductivité et qMC+ pour la période 5

Tableau 25 : Intercorrélation entre la conductivité et différents débits observés et simulés

<i>CCF avec Cond</i>	<i>Pic 1 ccf</i>	<i>Lag (h)1</i>	<i>pic</i>
<i>Qobs</i>	-0.78	1	
<i>Qsim</i>	-0.86	3	
<i>Qmc+</i>	0.58	14	
<i>Qmc-</i>	0.43	31	
<i>Qcs</i>	-0.86	3	
<i>Qms</i>	-0.77	-2	
<i>Qec</i>	-0.80	13	
<i>Qbébec</i>	-0.70	23	

Les Figure 167 et Figure 168 permettent d'observer plus en détail les variations de la turbidité sur un événement de crue comportant plusieurs pics successifs (période 2c).

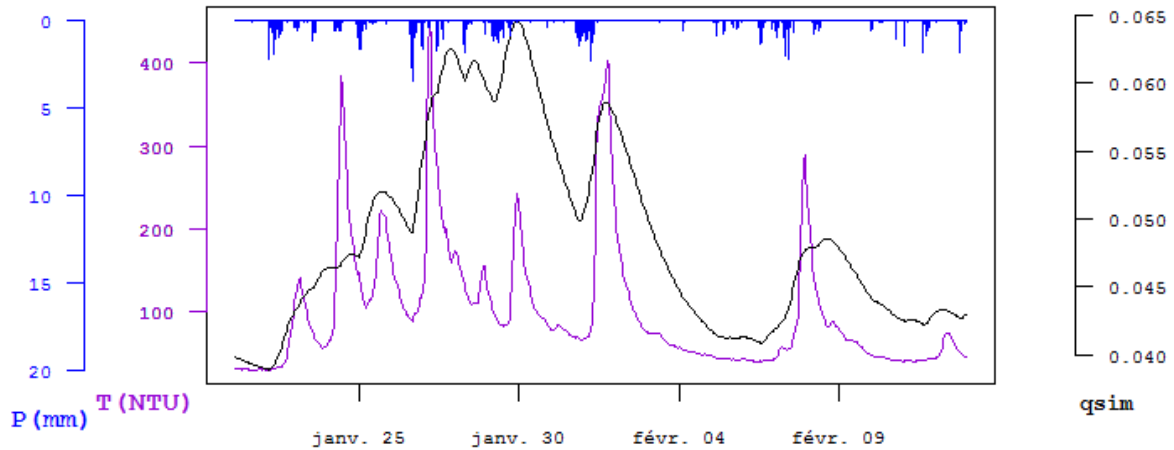


Figure 167 : Pluie, débit simulé, conductivité et turbidité pour la période 2c

Le premier pic de turbidité est superposé à un pic de q_{MC-} . D'autres pics de turbidité se produisent lors de la crue, mais seul le dernier est également associé à un pic de q_{MC-} , avec un léger décalage. Le débit interne q_{MC+} présente une bonne anti-corrélation avec les pics de turbidité, avec des baisses rapides de q_{MC+} superposées aux événements turbides et une augmentation de q_{MC+} lorsque la turbidité décroît.

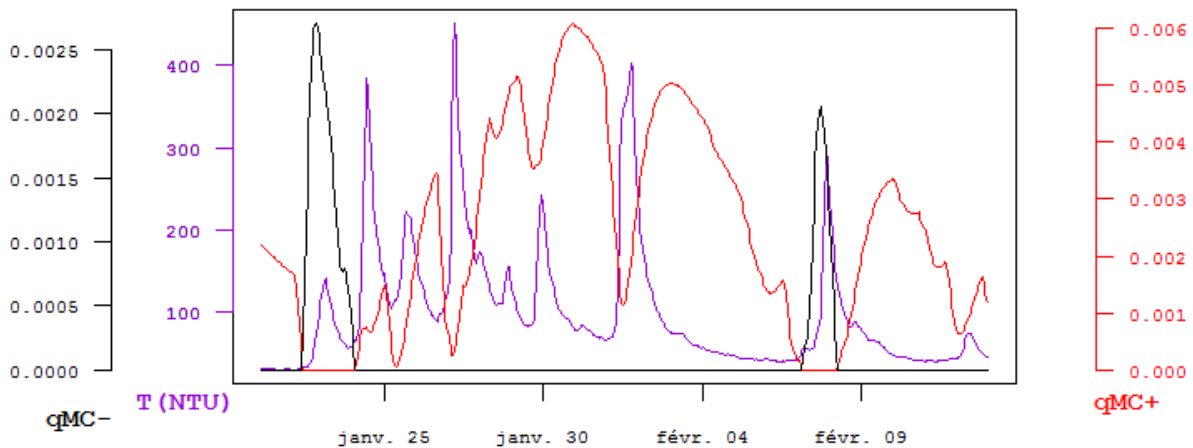


Figure 168 : Conductivité, température, débits q_{MC+} et q_{MC-} pour la période 2c.

5.2 Conclusion

Le modèle à réservoirs reproduit une tendance à l'augmentation, notamment par le biais du réservoir L. Cette même tendance est aussi observée dans le système naturel via la piézométrie, avec une forte corrélation entre les deux séries (bien qu'elle soit à vérifier sur de plus longues chroniques).

La dynamique du débit q_{MC+} présente de fortes similitudes avec la dynamique observée sur les chroniques de conductivité, avec un retard de la conductivité de l'ordre de 10 à 20 heures. Les pics de q_{MC-} sont, eux, superposés à certains pics turbides. Enfin, les pics turbides correspondent systématiquement à une baisse rapide simultanée de q_{MC+} .

Ces éléments peuvent permettre de formuler l'hypothèse suivante : le modèle à réservoirs employé, bien que modèle conceptuel, peut dans une certaine mesure être capable de reproduire une partie du fonctionnement interne du système karstique. En effet, certains débits internes sont fortement corrélés aux marqueurs naturels que représentent la conductivité et la turbidité.

Ces observations rassemblées conduisent à l'interprétation d'un événement de crue important de la manière suivante:

Tableau 26 : Interprétation d'une crue

Interprétation physique	Modèle à réservoirs
0 : Etat habituel hors crue : $\frac{1}{4}$ d'apport par le Bébec, $\frac{3}{4}$ d'apport par l'infiltration diffuse et la nappe	Le débit Q_{MC+} contribue au réservoir C
1 : Précipitations, augmentation du débit du Bébec	Crue sur les chroniques d'entrée
2 : Mise en charge des conduits	Vidange habituelle de C vers S
3 : Flux d'eau des conduits vers la matrice environnante dans le karst d'introduction, voire de restitution	Apparition de q_{MC-}
4 : Amorçage de la décrue	Disparition de q_{MC-}
5 : Inversion du flux : les conduits drainent la matrice	Augmentation de q_{MC+}

Enfin, pour faire le lien avec le chapitre précédant de cette partie, on peut rappeler les éléments suivants :

- Certains débits internes du modèle à réservoirs (les débits d'échange entre les réservoirs M et C) présentent des corrélations très intéressantes et significatives avec les chroniques mesurées à la source (conductivité et turbidité), avec des lags dans la réponse.
- Les débits internes du modèles sont par ailleurs très bien corrélés aux variations des débits « reconstruits » à partir des sommes de détails de l'analyse multirésolution du débit simulé à la source (avec des fréquences de coupure à priori lisibles sur le spectre de Fourier)

Dans ce cadre, on peut poser l'hypothèse que les techniques d'analyse du signal par décomposition (analyse multirésolution, ondelettes ou EEMD) peuvent également permettre d'obtenir dans une certaine mesure des informations sur le fonctionnement hydrodynamique interne de systèmes karstiques (davantage que ce qui était supposé et exploité jusque-là).

Ce résultat conclut cette partie. Dans la cinquième et dernière partie de ce manuscrit, les principaux résultats de cette thèse sont synthétisés, avant d'en discuter les possibles biais et limites, ainsi que les perspectives ouvertes.

PARTIE 5

—

SYNTHESE, DISCUSSION ET PERSPECTIVES

1.	APPORT DES APPROCHES COMBINEES DANS LA CONNAISSANCE DU SYSTEME KARSTIQUE ET DE LEUR MODELISATION/CARACTERISATION	252
1.1	Connaissance du site	252
1.2	Problématiques et réponses apportées	259
1.3	Limites, biais possibles	261
2.	PERSPECTIVES	266
2.1	Améliorations de Karstmod	266
2.2	Modélisation distribuée	267
2.3	Approches complémentaires et investigations du site	269

1. Apport des approches combinées dans la connaissance du système karstique et de leur modélisation/caractérisation

1.1 Connaissance du site

Les travaux réalisés ont permis d'améliorer la compréhension du système Bébec-Hannetôt dans sa structure et dans son fonctionnement.

La position de la faille de Triquerville a été précisée. La question encore en suspens de la zone de faille (flexure de l'anticlinal ou accident secondaire avec enfouissement des formations) a été discutée. La réalisation d'un modèle géologique 3D basé à la fois sur les données géologiques et sur les profils ERT permet d'aboutir à une caractérisation de l'ensemble du bassin (Figure 169). En particulier, ce modèle montre l'anticlinal le long de la faille sans ce phénomène d'effondrement ni au Nord-Est (côté Villequier) ni au Sud-Ouest, coté Notre Dame de Gravenchon. De plus, seuls les profils d'ERT au niveau de la perte montrent des accidents secondaires, les autres profils recoupant la faille indiquent une structure anticlinale non recoupée d'accidents. L'hypothèse retenue serait une structure anticlinale avec une flexure variable, et éventuellement un accident secondaire de faible amplitude au voisinage de la perte uniquement. La zone de la perte serait le point de plus forte contrainte, expliquant la présence de la fracturation plus dense à cet endroit. Cette hypothèse pourrait être vérifiée à l'aide de la fonction de reconstitution d'histoire tectonique du logiciel MOVE et par inversion guidée par image.

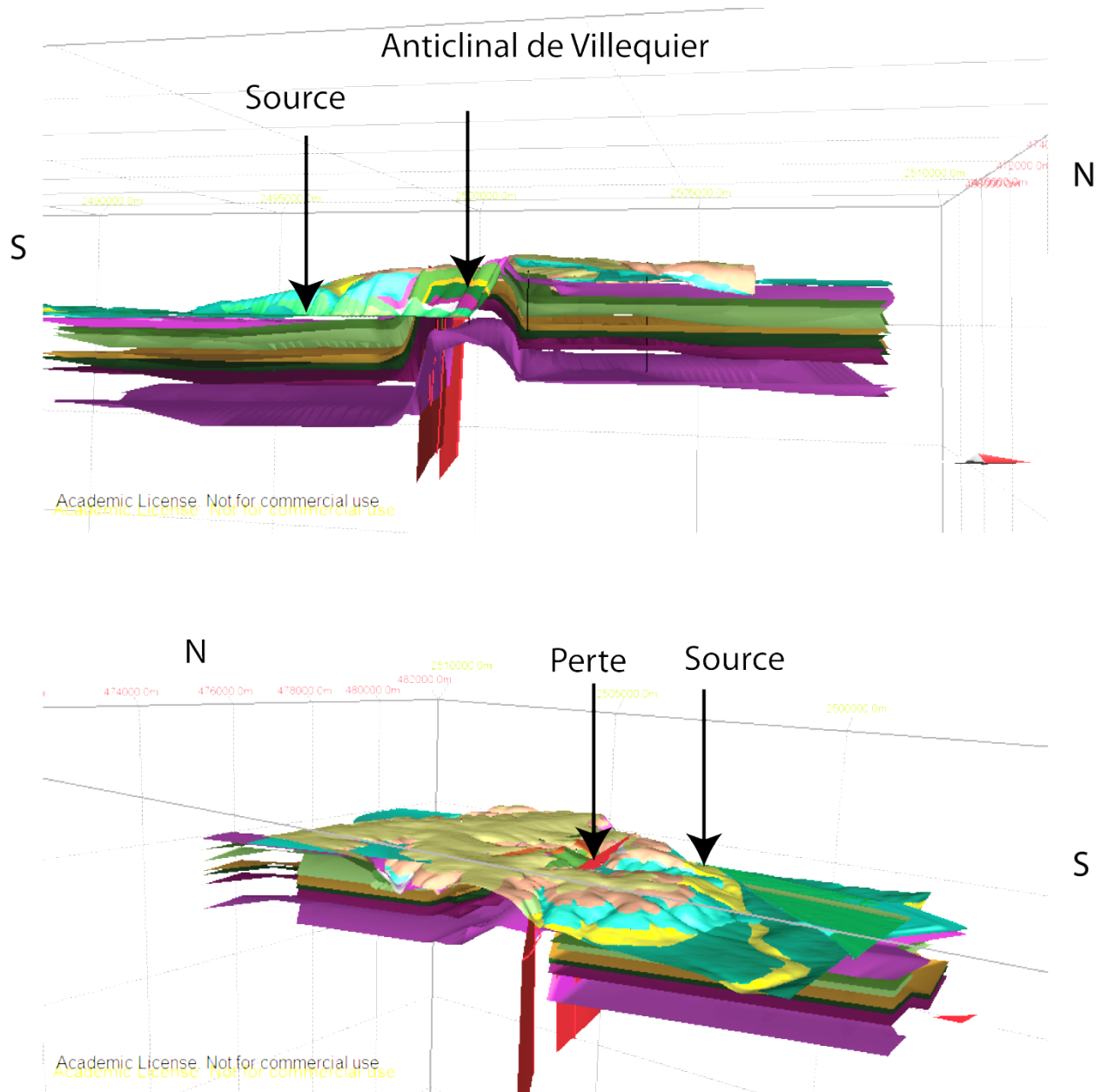


Figure 169 : Modèle géologique 3D de la zone d'étude

L'échelle verticale est exagérée à 5/1.

L'infiltration a été décrite pour la première fois sur l'ensemble du bassin. Les bêtouilles ont été recensées, la couverture géophysique du bassin a permis d'identifier des racines d'altération sous les formations superficielles. La méthode de Potentiel Spontané a été appliquée sur plusieurs bêtouilles du bassin en montrant l'infiltration active. La zone autour de la perte a reçu une attention particulière. La combinaison des méthodes géophysiques a permis de mettre en évidence les directions d'écoulement de sub-surface et des conduits supposés. Les modalités d'infiltration en fonction de l'épaisseur de la couverture ont été investiguées, et l'hypothèse retenue est celle d'une infiltration plus concentrée associée à une épaisseur d'argiles à silex moyenne à importante (plus forte occurrence des racines d'altération). Deux à trois modes d'infiltration sont possibles en dehors de l'infiltration directe à la perte : l'infiltration par les bêtouilles bien développées, connectées au système karstique ; l'infiltration par les racines d'altération, et l'infiltration diffuse par la matrice fissurée. La Figure 170 présente de manière schématique les circulations sous couverture et l'infiltration sur le système.

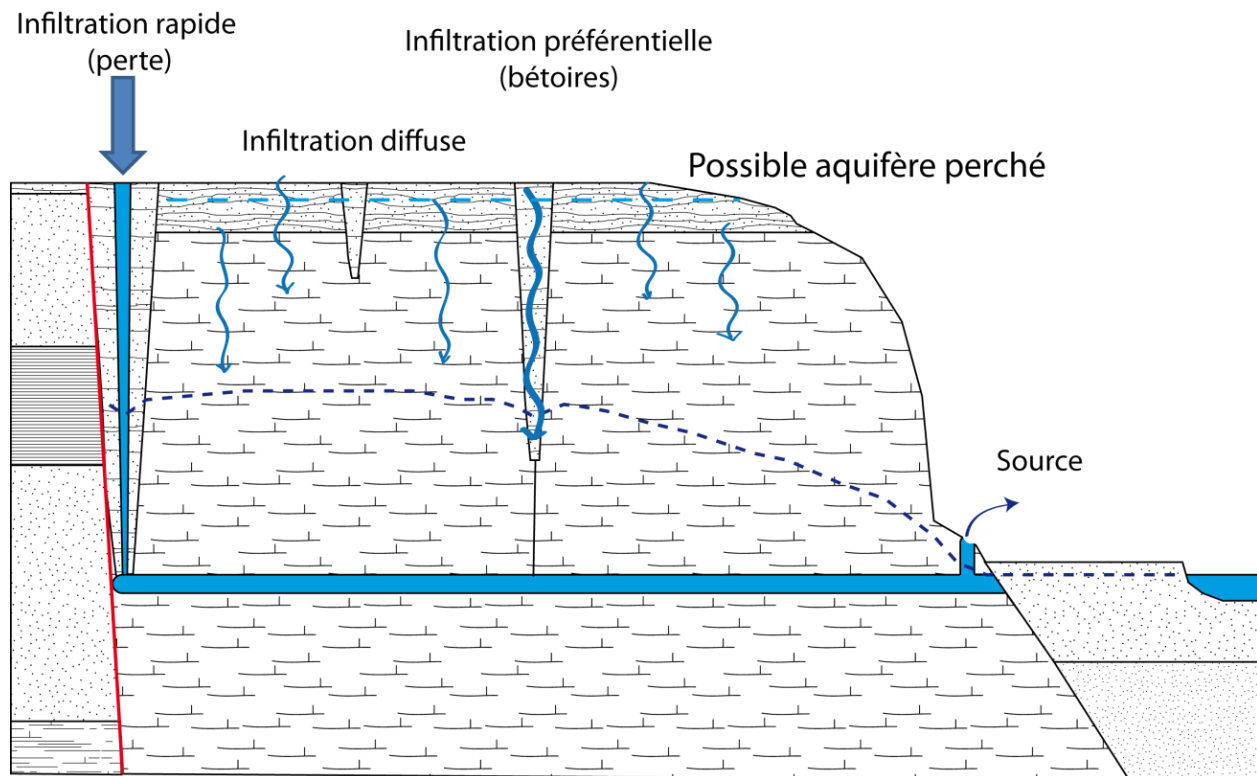


Figure 170 : Schéma conceptuel bilan du système et des types d'infiltration

L'étude du fonctionnement hydrodynamique du site a suivi deux axes : modélisation pluie débit et caractérisation de la réponse impulsionnelle. La modélisation à réservoirs a montré la nécessité de prendre en compte trois dynamiques d'écoulement interne en plus du réservoir d'interception. Ces trois dynamiques peuvent être mises en parallèle avec les trois porosités de la craie décrites par Dupont et al. (2006). D'un point de vue conceptuel, ces trois porosités seraient indispensables, et à privilégier aux modèles conceptuels envisageant seulement deux porosités sur le site comme décrit initialement par Massei (2001). Bien que dans les faits il s'agisse davantage d'un continuum de perméabilités, un modèle à trois porosités constitue une bonne approximation pour de futurs modèles. La notion de triple porosité a également été défendue par Valdès (2005), appliquée au contexte régional (et non au site étudié), en se basant cette fois sur des analyses géochimiques, ce qui vient appuyer les résultats du modèle.

Il existe plusieurs manières d'interpréter cette triple dynamique (ou triple porosité). Il peut s'agir du triptyque matrice saine/fracturation-fissuration/conduits karstiques. Il est également possible d'envisager des systèmes annexes connectés au système principal uniquement sous certaines conditions, se rapprochant davantage du modèle conceptuel de Marsaud (cf. Partie 1 1.2).

L'analyse du signal a permis d'appuyer cette hypothèse. Elle a aussi permis de souligner l'importance du réservoir E, réservoir d'interception, dans l'acquisition de caractéristiques spectrales du débit simulé à la source : ce réservoir lisse fortement les hautes fréquences et joue donc un rôle primordial dans la signature spectrale finale du débit simulé à l'exutoire. Les fréquences qui correspondent à la limite du filtrage se retrouvent également sur la rupture de pente observée sur le spectre de Fourier du débit. En supposant la possibilité d'interpréter en partie la disposition du modèle à réservoir d'un point de vue physique (point discuté plus loin en 1.2), ce réservoir E pourrait être mis en parallèle d'un point de vue du fonctionnement hydrodynamique avec la zone non saturée, complexe, avec possibilité d'aquifères perchés, d'infiltration diffuse et d'infiltration concentrée (compartiment étudié en détail via les techniques géophysiques). Dans cette optique, la partie supérieure du karst sous couverture serait donc essentielle dans la signature spectrale finale du débit à la source.

De même, le réservoir M joue un rôle crucial à la fois dans l'acquisition des caractéristiques spectrales du signal avec un filtrage plus important, mais aussi dans l'accès à un débit d'échange entre réservoir M et C. Ce débit est à la fois un contributeur important au débit de C, mais a aussi un rôle « tampon » pendant la saturation du système lors d'événements majeurs. Le fait que ce débit interne du modèle puisse être mis en parallèle avec les variations de la conductivité et de la turbidité mesurées à la source est particulièrement intéressant. Les travaux menés en Partie 4 laissent supposer la possibilité d'utiliser le modèle conceptuel à réservoirs pour interpréter en partie le fonctionnement hydrodynamique interne du système karstique. De plus, les techniques de décomposition du signal (analyse multirésolution par ondelettes et EEMD) permettent de créer des signaux à partir des détails de l'analyse multirésolution, signaux eux-mêmes fortement corrélés aux débits internes du modèle. Ces méthodes d'analyse du signal sont susceptibles de pouvoir également accéder à une meilleure compréhension du système karstique étudié, et des systèmes karstiques en général, en s'avancant plus loin dans l'interprétation. Notamment, l'étude à l'échelle d'événements, telle que décrite un peu plus bas, a pu être possible grâce à la combinaison de ces méthodes – modèle conceptuel à réservoirs, décomposition du signal et confrontation aux chroniques mesurées (voir ci-dessous).

L'échange entre le réservoir M et le réservoir C du modèle à réservoir, avec majoritairement un flux de M vers C, sauf dans les crues majeures peut être interprété conceptuellement comme un drainage continu de la matrice fissurée, bien connectée aux conduits, et reliée aux structures d'infiltration. Lors des crues importantes, la mise en charge importante des conduits impliquerait un flux des conduits vers la matrice environnante, de manière certaine au niveau du karst d'introduction, et aussi éventuellement dans le karst de restitution là où la section serait plus étroite, garantissant la mise en charge. Ce fonctionnement est illustré, avec le passage d'une crue dans le karst d'introduction (Figure 171).

Enfin, l'évolution du réservoir le plus inertiel du modèle à réservoirs est fortement corrélée à la piézométrie locale. Cet élément est cohérent avec la nécessité d'introduire un réservoir supplémentaire dans le modèle pour obtenir une simulation satisfaisante, en particulier qui reproduise bien le débit de base du débit à la source. Ces résultats permettent d'appuyer la description du fonctionnement du système karstique étudié (et à plus large échelle, du fonctionnement régional) avec une triple porosité, liée à la complexité du lien entre un aquifère poreux crayeux et des conduits très bien karstifiés, avec en sus un fonctionnement « intermédiaire » (craie fissurées, systèmes annexes et/ou infiltration préférentielle).

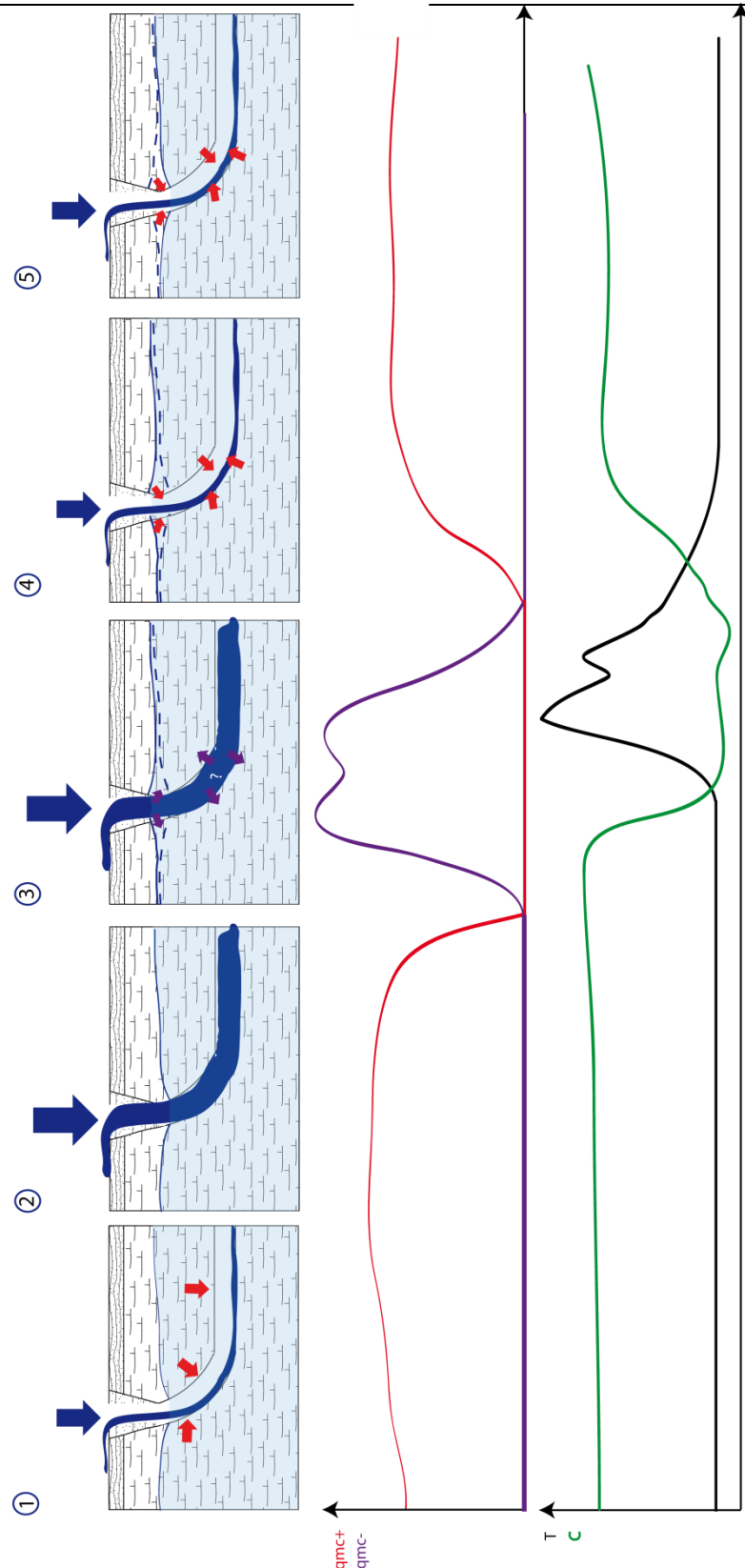


Figure 171 : Schéma bilan de l'échange matrice-conduit lors d'une crue

Le deuxième axe d'étude du fonctionnement hydrodynamique était la caractérisation de la réponse impulsionnelle (Partie 3). La campagne de traçages a permis de mettre en évidence les forçages s'exerçant sur le système, en soulignant les variables environnementales les plus influentes sur la forme de la réponse que constituent la courbe de restitution et la DTS associée. Un modèle de simulation de la DTS a été proposé, permettant de prévoir la forme de la réponse et déterminer les fourchettes de variation du centre, de l'aire et de la largeur de la DTS, incluant les valeurs extrémales possibles. L'analyse des traçages a aussi fourni des informations sur le volume du système traçage et a permis d'estimer les dimensions des conduits. En croisant les données issues de la géophysique (notamment les structures d'infiltration repérées lors des ERT), et les estimations des dimensions du système traçage, trois propositions d'emplacement des conduits sont présentées en Figure 172. Ces propositions, en tenant compte du dénivelé des conduits, correspondent aux longueurs de conduits estimées en partie 3 (3000 à 3500 mètres et tortuosité estimée).

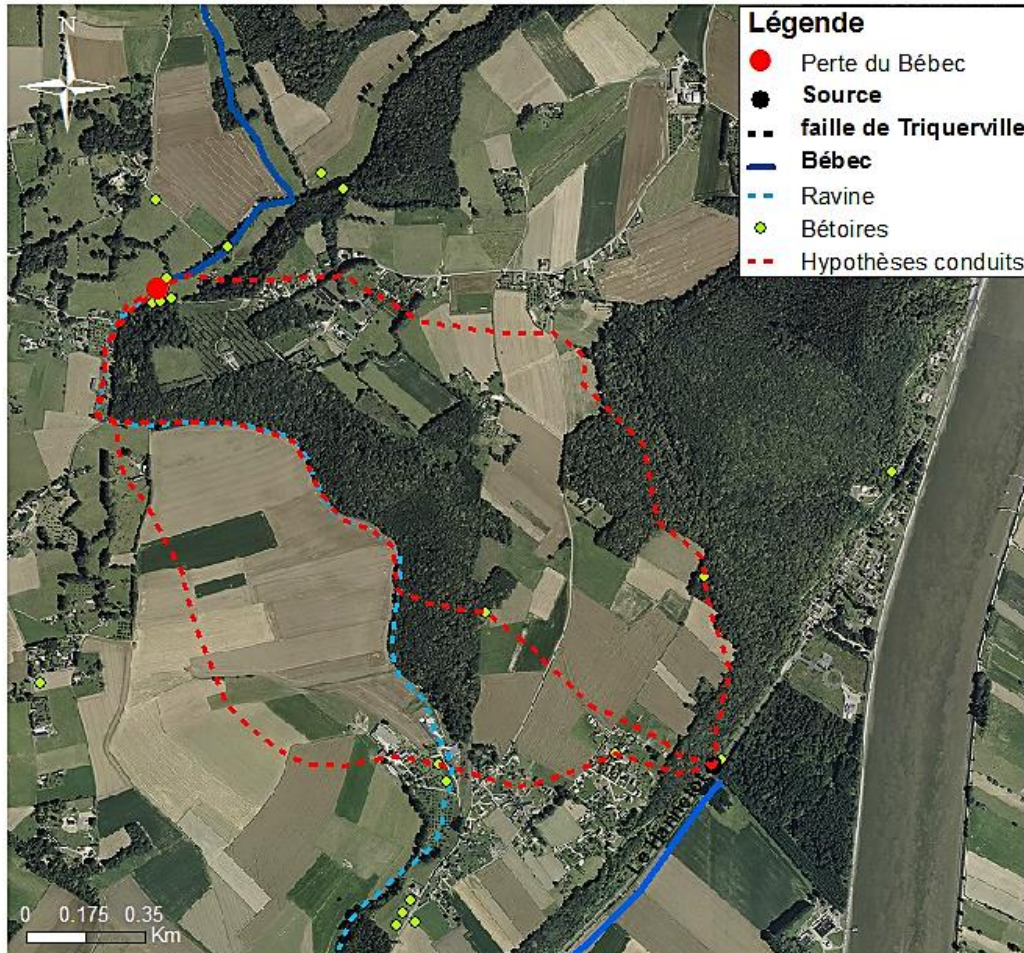


Figure 172 : Hypothèses d'emplacement des conduits

1.2 Problématiques et réponses apportées

Au-delà de l'approfondissement des connaissances sur le fonctionnement du site-pilote, les travaux de cette thèse cherchaient à questionner la complémentarité d'approches structurales et fonctionnelles, ainsi que la combinaison de méthodes d'étude pour améliorer la compréhension du karst.

L'analyse des nombreux traçages a permis d'estimer volumes et longueurs de conduits. Croisées avec les données des méthodes géophysiques et les observations morphologiques, ces informations ont permis de poser de premières hypothèses sur les emplacements des conduits du système (couplage structurel-fonctionnel). Les données issues des traçages ont également été utiles pour comparer avec les résultats de l'analyse du signal, notamment avec les délais existant entre les différents réservoirs.

L'application jointe de la modélisation à réservoirs et de différentes méthodes d'analyse du signal (analyse multirésolution, EEMD, analyses corrélatoires, spectres de Fourier) a été présentée en partie 4. La combinaison de ces méthodes offre plusieurs intérêts. Elle rend possible l'observation de la transmission et de la modification de l'information spectrale au sein du modèle. En particulier, la somme de détails ou d'IMF permet de reconstruire les fréquences des signaux sortant des différents réservoirs. Les reconstructions optimales sont « segmentées », c'est-à-dire que les détails nécessaires à chaque reconstruction sont consécutifs.

Ces deux méthodes (modèle pluie-débits et analyse du signal) ont pour point commun d'être parfois utilisées pour tenter d'interpréter la physique du système, bien qu'elles ne soient pas basées sur des principes physiques : un modèle conceptuel sans physique d'écoulement réelle dans le cas du modèle à réservoir, ou une méthode s'appuyant sur des signaux d'entrée et de sortie du système dans l'analyse du signal. Différents auteurs se sont appuyés sur l'analyse multi-résolution en mettant en perspective les résultats obtenus et la structure interne des systèmes (Labat et al 2002).

Le modèle à réservoirs Karstmod, modulaire, a permis de mettre en évidence la configuration optimale pour le système étudié, avec un réservoir d'interception E et trois réservoirs de transfert L, M et C. Or, ces différentes dynamiques peuvent être retrouvées via l'analyse du signal, avec certains détails ou IMFs du débit simulé à la source caractéristiques de ces réservoirs. Par exemple, le résidu de l'EEMD est fortement corrélé à l'évolution de la hauteur dans le réservoir L et à son débit sortant. Le réservoir M est associé aux détails de moyenne et basse fréquence (7 à 12), tandis que le réservoir E inclut deux détails supplémentaires de plus haute fréquence (5 et 6). Les détails de haute fréquence (1 à 4) sont associés au débit du Bébec entrant directement dans le réservoir C. Ces fréquences de « séparation » sont en partie détectables sur le spectre de Fourier du débit à la source.

L'emploi combiné des deux méthodes apparaît donc comme un outil utile à l'interprétation physique du fonctionnement interne des systèmes karstiques (Figure 173).

Dans le cas du site étudié, certains éléments physiques (observations et chroniques) confortent les hypothèses effectuées. Par exemple, comme vu précédemment, la piézométrie mesurée dans la craie est très corrélée à l'évolution du réservoir L, tendance également montrée par le résidu de l'EEMD. Le fonctionnement du modèle à réservoirs inclut un phénomène de recharge du réservoir C par le réservoir M la majorité du temps (qui peut être mis en parallèle avec les phénomènes d'infiltration diffuse), avec un renversement ponctuel du sens du flux lors de crues majeures. Or lors de crues majeures, la perte sature et déborde, ce qui permet de supposer une mise en charge importante des conduits karstiques et d'appuyer l'hypothèse d'une recharge de la matrice environnante par les conduits, au moins au niveau du karst d'introduction, et éventuellement au niveau du karst de restitution.

Toutefois, pour valider la pertinence des méthodes dans l'interprétation de la physique du système, le « chaînon manquant » serait la modélisation à base physique ou modélisation distribuée. En effet, un tel modèle permettrait de tester différentes hypothèses concernant les réservoirs physiques et les échanges entre ceux-ci ; une application des méthodes du signal sur les chroniques internes serait également très intéressante. Ce point est discuté un peu plus loin en perspectives.

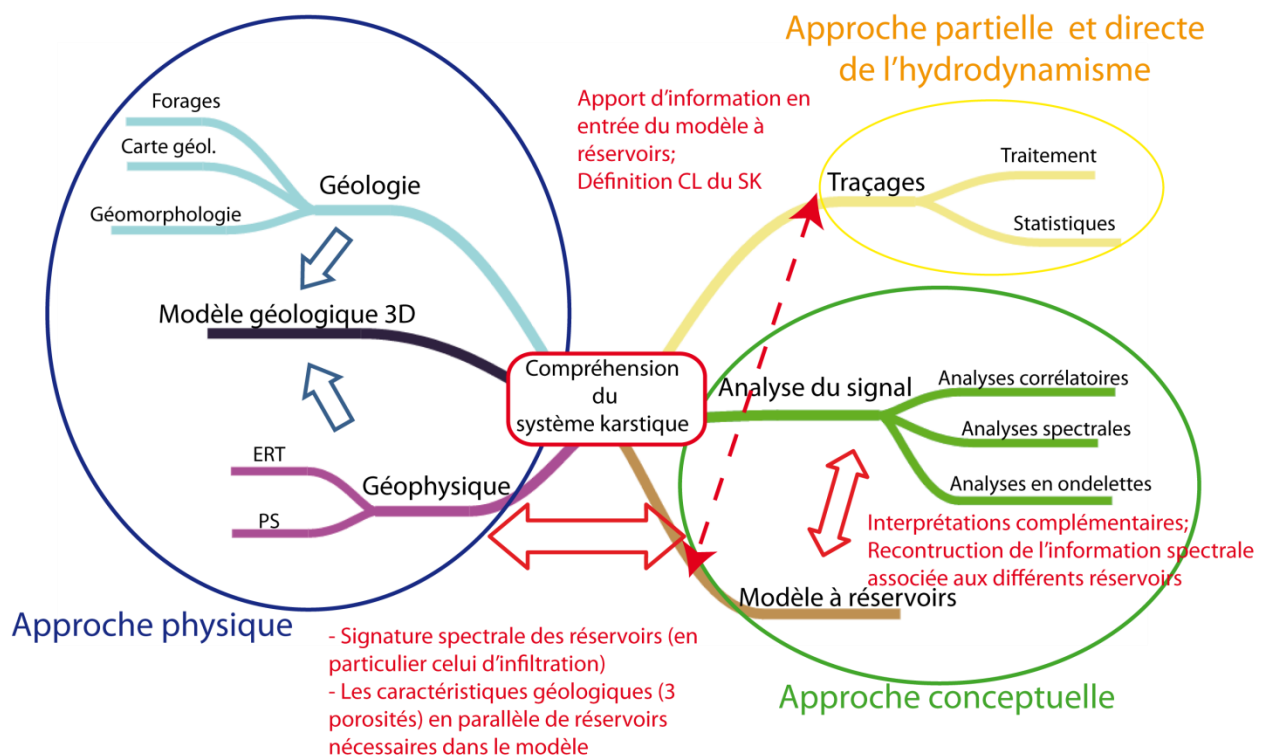


Figure 173 : Synthèse des questionnements et éléments de réponses associés

1.3 Limites, biais possibles

1.3.1 Qualité et quantité des données

Les données de débit à la source et à la perte sont de bonne qualité, vérifiées avec les débits calculés à partir des hauteurs d'eau et des courbes de tarage réalisées. Toutefois, la longueur des chroniques (un peu plus de deux ans) peut soulever quelques questions. C'est une période trop courte pour mesurer une variabilité interannuelle et l'influence de phénomènes climatiques. La variabilité de la piézométrie dans la craie présente des cycles sur plusieurs années (Figure 174), avec des différences notables d'amplitude. Deux ans représentent donc une période inadaptée pour vérifier que les variations simulées par le modèle à réservoirs sont corrélées à la piézométrie régionale sur le long terme. Sur ces deux ans, la tendance se vérifie, mais il faudrait pouvoir vérifier la possibilité d'une inversion de cette tendance, donc travailler sur une période plus longue.

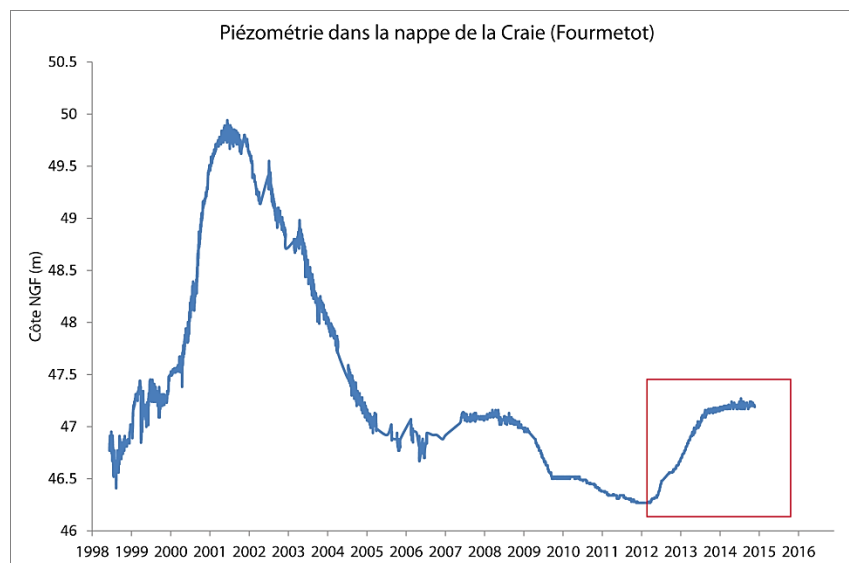


Figure 174 : Piézométrie dans la nappe de la craie (1999-2015)

Le cadre rouge correspond à la période étudiée dans ces travaux

D'autres données sont disponibles sur le site entre 1999 et 2006, avec des périodes de lacunes. Mais le bassin a subi des modifications entre temps, avec la construction d'un bassin d'orage en amont de la perte. De plus les jaugeages associés aux courbes de tarage effectuées à cette période ont été interrompus, et des modifications mineures des bancs du Bébec ont eu lieu. Il paraît donc difficile d'exploiter ces données comme une seule chronique, en particulier dans le modèle à réservoir. Bien que celui-ci puisse gérer des lacunes dans les séries de débit, les changements ayant eu lieu sur le bassin et l'absence de continuité dans les jaugeages peuvent poser problème.

1.3.2 Limites de la modélisation à réservoirs

Plusieurs points de discussion se posent en regard de la modélisation à réservoirs. La performance finale du modèle retenu, avec un coefficient de Nash de 0.75, est acceptable au vu des précédentes performances obtenues, mais reste moyenne par rapport aux performances classiques de la modélisation pluie-débit. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer ce résultat, certaines liées aux spécificités du système étudié, et d'autres aux limitations du modèle dans le contexte de ce site.

Concernant les caractéristiques propres du système, l'influence aval (la marée) qui vient jouer sur le débit ne peut être rendue par le modèle, qui est un modèle vertical amont-aval, et non physique. Un filtrage a été effectué correspondant aux fréquences de la marée avant de supprimer artificiellement la « signature marée » dans le signal de débit. Mais cette modification des données peut jouer sur les performances de la simulation finale.

Autre question importante : la capacité du modèle à tenir compte de pertes ou d'apports extérieurs au système. Par exemple, la possibilité d'écoulements profonds en dessous de la source ne peut être envisagée. Or, les variations du niveau de base de la Seine peuvent impliquer des conduits un peu plus profonds. La source est d'ailleurs en partie une source de surverse, avec un puit vertical de 3 à 4 mètres en dessous. Toutefois, les alluvions peu perméables au contact avec la craie entraînent une mise en charge : la majorité du débit du réseau karstique débouche à la source. Mais quelques traces infimes de fluorescéine ont été détectées au forage en contrebas, indiquant un flux réduit en provenance du karst vers les alluvions. Ce débit perdu éventuel ne peut être pris en compte dans le fonctionnement actuel du modèle à réservoirs. Plusieurs modèles conceptuels incluent la possibilité d'une perte vers un autre aquifère plus profond par exemple ; c'est le cas du modèle proposé par Bakalowicz (Figure 175). Or, cette possibilité d'avoir un bilan déséquilibré, un apport extérieur au système ou au contraire une perte est déjà implémentée dans certains modèles à réservoirs (bien qu'ils ne soient pas dédiés aux systèmes karstiques) : comme GR4J (Perrin et al 2003a) par exemple, qui inclut un terme d'échange X2.

Si les interactions avec la matrice ont pu être représentées dans le modèle à réservoirs, la question d'un apport extérieur par la nappe de la craie ne peut être représentée que d'une manière imparfaite via le réservoir L.

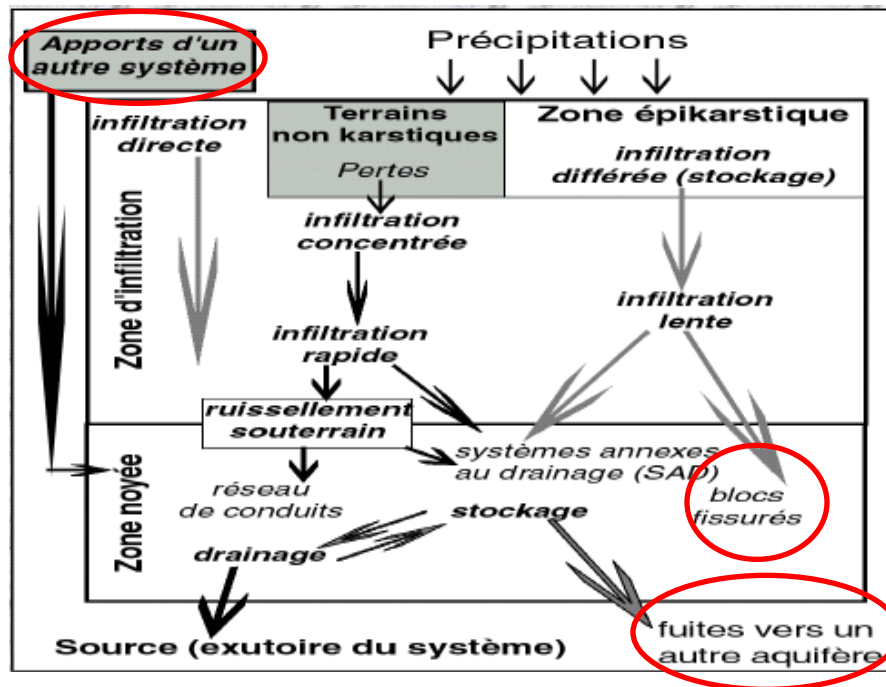


Figure 175 : Termes négligés par le modèle à réservoirs par rapport au modèle conceptuel de Bakalowicz

1.3.3 Limites plus générales et discussion

La méthode proposée en partie 4 (associer code modulaire spécifique du karst et analyse du signal) est applicable à d'autres systèmes karstiques (démarche universelle). Toutefois, l'intérêt des résultats présentés ici est peut être en partie lié aux spécificités du système étudié. Le contexte régional, avec une matrice crayeuse perméable dans lequel prend place un vaste aquifère, présente des caractéristiques différentes de beaucoup de systèmes carbonatés « classiques ». Serait-il possible de détecter des tendances liées à la piézométrie dans le signal de débit et en interne du modèle à réservoirs sur d'autres systèmes ? Une interaction aussi importante entre matrice et conduits pourrait-elle être supposée ? Des tests sur d'autres systèmes sont nécessaires.

Sur la caractérisation du fonctionnement, plusieurs questions se posent. Concernant les traçages, différents auteurs expliquent la présence de deux ou plusieurs modes sur les courbes de restitution de plusieurs manières : soit par la possibilité d'un échange entre une matrice fissurée bien connectée avec le conduit, induisant ainsi un retard d'une partie du traceur (avec une variante possible : le passage du traceur par des systèmes secondaires plus longs ou moins bien développés) (Mudarra et al 2014; Labat and Mangin 2015), soit par l'existence d'une couche de faible vitesse et de zones mortes au voisinage des parois du conduits (Massei et al 2006b; Geyer et al 2007). Ces hypothèses sont illustrées en Figure 176. Dans le cas du système étudié ici, ces hypothèses peuvent coexister, mais celle de l'échange matrice-conduit est appuyée par les résultats présentés en partie 4 (au moins dans le cadre de crues importantes).

L'existence d'interactions entre la matrice et le conduit amènerait à rapprocher le fonctionnement du système de Norville aux modèles conceptuels présentés par White et Bakalowicz plutôt qu'à celui de Marsaud présenté en partie 1.

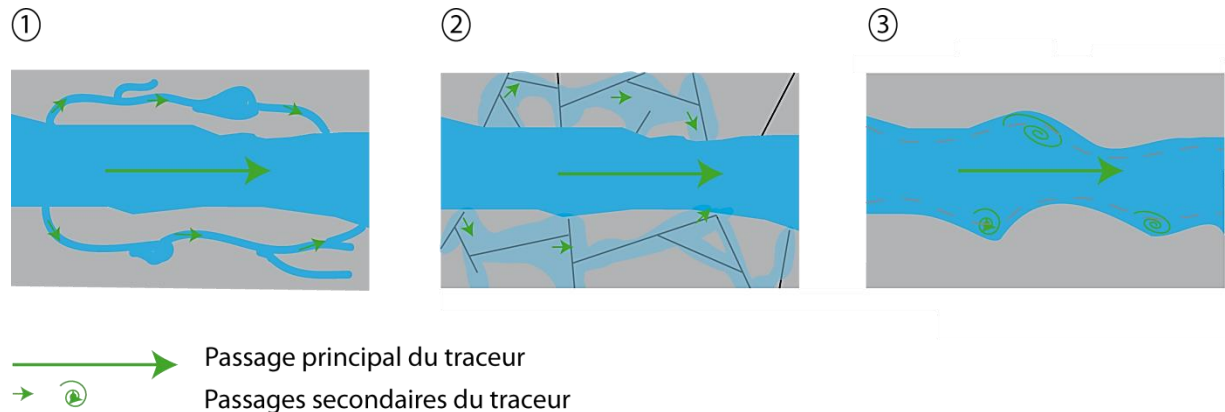


Figure 176 : Hypothèses expliquant différents modes dans les courbes de restitution

1 : Existence de systèmes annexes ; 2 : passage dans la matrice fissurée connectée ; 3 : retard du traceur dû à une couche de vitesse quasi nulle et à la traversée de zones mortes.

Cette question des modes possibles dans les traçages (un pic principal et des pics secondaires, ou une traîne expliquée par la somme de deux courbes distinctes) amène à une autre discussion. Dans la partie 3, ce point n'a pas été abordé. Les déconvolutions des doubles traçages superposés ont été faites via une fonction permettant de conserver l'effet de traîne. Les simulations effectuées dans TRAC ont été effectuées seulement pour estimer la dispersivité, puis les dimensions des conduits dans un second temps ; quand la simulation n'était pas en mesure de rendre parfaitement l'effet de traîne (sur deux traçages), le choix a été fait de privilégier un ajustement sur l'apparition du traceur et l'augmentation de sa concentration. A priori, les simulations sont capables de reproduire une restitution à plusieurs modes, mais cela devrait être vérifié plus précisément, puisqu'ici les éventuels modes présents dans les traçages n'ont pas été étudiés au préalable.

Les paramètres choisis pour la simulation de la DTS ne permettent pas une unicité parfaite de la courbe simulée (à partir des résultats de l'algorithme symbolique) ce qui laisse une légère marge de manœuvre pour le choix de la simulation définitive. L'ajout du temps d'apparition dans l'algorithme pour obtenir une équation l'exprimant en fonction des variables environnementale permettrait de contraindre la simulation de la DTS de manière à n'avoir qu'une solution.

Les méthodes statistiques et les méthodes d'analyse du signal sont souvent présentées comme utiles à l'analyse du karst, tant qu'on souhaite prédire des débits, montrer des tendances ou bien apporter des informations pour la gestion de la ressource. Toutefois, beaucoup d'auteurs enjoignent la prudence au sujet de ces méthodes lorsqu'il s'agit d'en tirer des informations sur la structure et l'hydrodynamisme des aquifères karstiques, en arguant que ces méthodes sont limitées. En effet, la réponse globale d'un système karstique est fonction d'une multitude de variables, ce qui rend l'interprétation difficile (Eisenlohr et al 1997). Mais dans ces travaux, l'utilisation conjointe de plusieurs de ces méthodes vient appuyer les hypothèses effectuées et suggère qu'une utilisation de ces méthodes pour interpréter en partie la physique et le fonctionnement des systèmes pourrait être envisagée plus largement. Les résultats présentés doivent être associés à des prolongements (dont la modélisation distribuée) qui sont détaillés dans la partie suivante.

2. Perspectives

2.1 Suggestions de compléments pour Karstmod

Les limites du modèle à réservoir ont été discutées plus haut en 1.3.2. En perspectives des travaux de cette thèse, quelques modifications pourraient être apportées au code modulaire Karstmod, qui pourraient bénéficier à la modélisation d'autres systèmes.

Ces modifications concernent essentiellement l'ajout de termes d'échange sur chacun des réservoirs L, M et C, ainsi que juste avant l'exutoire, ainsi que le présente le schéma en Figure 177.

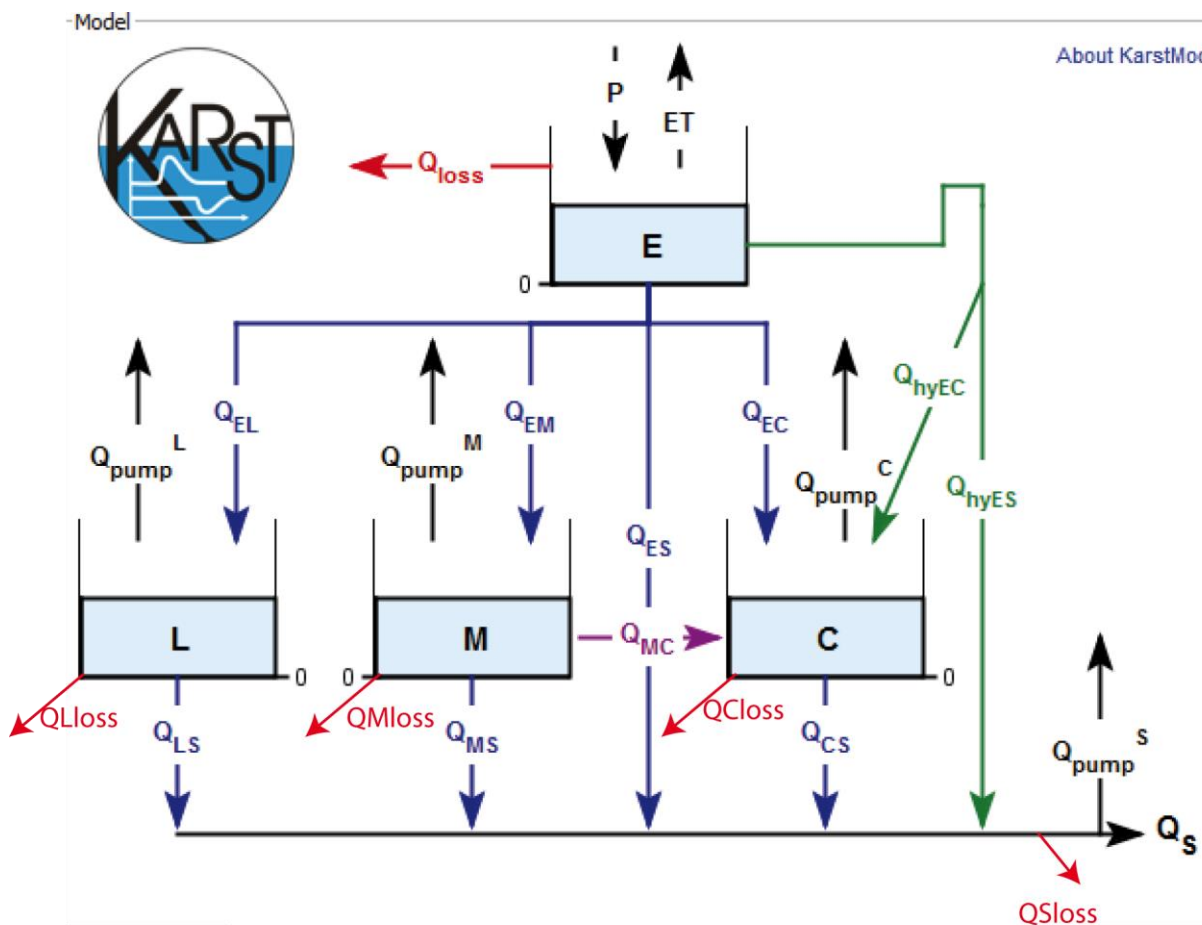


Figure 177 : Proposition de modification de Karstmod

D'un point de vue compréhension et aspect opérationnel, la possibilité de représenter une perte autrement qu'en débit de pompage négatif dans le réservoir C pourrait être envisagée, au vu des nombreux systèmes qui présentent ce type de caractéristiques.

2.2 Modélisation distribuée

Pour valider les hypothèses qui sont faites sur le fonctionnement et la structure du système et faire un pont entre l'approche structurale et l'approche fonctionnelle, l'étape suivante est la réalisation d'un modèle à base physique de l'ensemble du système karstique.

Le modèle géologique 3D réalisé dans cette thèse, avec les premières hypothèses effectuées sur les conduits, peut servir de base pour cette modélisation distribuée. Le logiciel MOVE utilisé pour réaliser le modèle géologique 3D donne la possibilité d'associer à chaque formation des caractéristiques diverses (porosité, conductivité hydraulique, transmissivité, coefficient d'emmagasinement...). Le modèle permet de représenter les formations par les surfaces les délimitant (toit et mur) ou bien par des volumes entre ces surfaces, subdivisés en cellules.

Plusieurs études réalisées dans le passé ont permis d'obtenir les paramètres hydrodynamiques sur ou à proximité du bassin de Norville. Dans la craie sénonienne, légèrement en aval de la source, des essais de pompage ont fourni une transmissivité de $2,5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ et un coefficient d'emmagasinement de $1 \cdot 10^{-2}$ (rapport NT94HNO0001 du BRGM de janvier 1994).

Les modèles hybrides, qui combinent une approche en milieu continu pour les écoulements au sein de la matrice, avec une approche discrète pour représenter les conduits, sont les plus adaptés pour simuler les écoulements dans le karst et notamment l'interaction entre matrice et conduits (Ghasemizadeh et al 2012).

Un exemple d'un tel modèle est le modèle DISCO (Rooij 2008; de Rooij et al 2013). Dans ce modèle, la discrétisation se fait en trois dimensions pour les cellules de matrices, en deux dimensions pour les cellules de surfaces, et les cellules de conduits karstiques sont en une dimension. Le code fonctionne actuellement en différences finies. Les couplages sont facilités par la technique de discrétisation choisie, deux méthodes sont possibles : soit par paramètre d'échange du premier ordre (Peaceman well index), soit par termes sources. Les conditions aux limites peuvent être de Dirichlet ou de Neumann. Des exemples de cas d'application sur des cas synthétiques ont été proposés (Figure 178).

Ce code a été testé sur les différents cas d'école illustrés dans la publication citée plus haut (en milieu non saturé, non saturé, en conduit uniquement...), lors de stages effectués au sein du laboratoire. Il pourrait être appliqué à l'ensemble de la zone d'étude.

Il serait alors très intéressant d'appliquer également les méthodes d'analyse du signal précédemment employées pour évaluer la transmission de l'information spectrale et sa modification à la traversée du modèle à réservoirs, cette fois au travers d'un modèle distribué. Ce dernier mettant en œuvre des processus physiques, l'interprétation des modifications des composantes spectrales pourrait être réalisée sur la base de la structure du système et non plus seulement sur son modèle conceptuel.

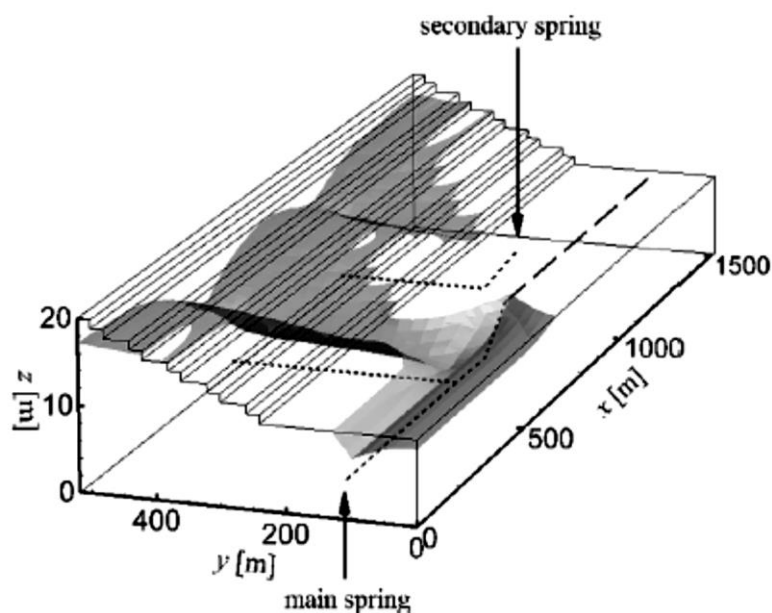


Figure 178 : Modèle de simulation distribuée dans un système karstique synthétique (De Rooij, 2013)

2.3 Approches complémentaires et investigations du site

L'application des méthodes d'analyse du signal conjointement à la modélisation à réservoirs pourrait être appliquée à d'autres systèmes karstiques afin de vérifier que des résultats similaires peuvent être obtenus. Par exemple, observe-t-on ailleurs une telle segmentation des détails de l'analyse multirésolution selon les réservoirs ? Les différents flux et variations de hauteurs de réservoirs peuvent-elles également être corrélés à des chroniques mesurées et des fonctionnements observés pour d'autres systèmes karstiques ?

La notion d'associer la modélisation à réservoirs à d'autres méthodes est intéressante et mérite d'être creusée. De premiers travaux ont été menés par différents auteurs en associant modèles à réservoirs et réseaux neuronaux (Kong-A-Siou et al 2014), d'autres avec des modèles à réservoir de surface et de l'analyse du signal (Salerno and Tartari 2009). Il pourrait être intéressant de combiner plusieurs méthodes pour comparer les résultats. Ces mêmes associations de méthodes pourraient être répétées avec des chroniques simulées issues de modélisation distribuée.

Enfin, pour affiner les résultats obtenus sur le système de Norville plus spécifiquement, des études plus complètes de la chimie des eaux pourraient être réalisées, de manière à estimer différemment les apports (matrice, infiltration diffuse ou concentrée, perte). Une amélioration de la définition du modèle géologique serait possible en complétant la campagne ERT déjà réalisée avec de nouveaux profils. Une tomographie de résistivité électrique 3D pourrait être envisagée. Un autre avantage serait la possibilité de détecter de nouvelles bêtouilles et racines d'altération, pour compléter la cartographie de l'infiltration sur le bassin.

BIBLIOGRAPHIE

A

- Aguilera H, Murillo JM (2009) The effect of possible climate change on natural groundwater recharge based on a simple model: a study of four karstic aquifers in SE Spain. *Environ Geol* 57:963–974. doi: 10.1007/s00254-008-1381-2
- Ahmed S, Carpenter PJ (2003) Geophysical response of filled sinkholes, soil pipes and associated bedrock fractures in thinly mantled karst, east-central Illinois. *Environ Geol* 44:705–716. doi: 10.1007/s00254-003-0812-3
- Andreo B, Goldscheider N, Vadillo I, et al (2006) Karst groundwater protection: First application of a Pan-European Approach to vulnerability, hazard and risk mapping in the Sierra de Líbar (Southern Spain). *Sci Total Environ* 357:54–73. doi: 10.1016/j.scitotenv.2005.05.019
- Andreo B, Ravbar N, Vías JM (2009) Source vulnerability mapping in carbonate (karst) aquifers by extension of the COP method: application to pilot sites. *Hydrogeol J* 17:749–758. doi: 10.1007/s10040-008-0391-1
- Andreo B, Vías J, Durán JJ, et al (2008) Methodology for groundwater recharge assessment in carbonate aquifers: Application to pilot sites in southern Spain. *Hydrogeol J* 16:911–925. doi: 10.1007/s10040-008-0274-5
- Atkinson TC, Smart PL (1979) Traceurs artificiels en hydrogéologie. *Bull BRGM (2e ser)* 111:365.
- Atkinson TC, Smith DI, Lavis JJ, Wytaker RJ (1973) Experiments in tracing underground waters in limestones. *J Hydrol* 19:323–349. doi: 10.1016/0022-1694(73)90106-6
- Audouin O (2007) Intégration - inversion de données géologique et mesures hydrodynamiques in-situ pour le conditionnement d'un modèle 3D d'aquifère calcaire : site expérimental hydrogéologique (SEH) de Poitiers, France.

B

- Bailly-Comte V, Pistre S (2011) A physical explanation of the empirical relationship between modal time, mean residence time and peak concentration derived from tracer breakthrough curves,. 9th Conf. Limestone Hydrogeol. H2Karst, 1-3 Sept. Besançon, Fr.
- Bakalowicz M (2005) Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeol J* 13:148–160. doi: 10.1007/s10040-004-0402-9
- Bakalowicz M (1994) Water geochemistry: water quality and dynamics. Standford J, Gibert J, Danielopol D *Groundw Ecol Acad Press San Diego, CA* 97–127.

- Bakalowicz M (2008) Le milieu karstique : études et perspectives , identification et caractérisation de la ressource. 11–27.
- Bakalowicz M (1997) Water geochemistry: water quality and dynamics. Standford J, Gibert J, Danielopol D Ground- water Ecol., Academic P. San Diego, pp 97–127
- Bauer S (2005) Modeling the influence of epikarst evolution on karst aquifer genesis: A time-variant recharge boundary condition for joint karst-epikarst development. *Water Resour Res.* doi: 10.1029/2004WR003321
- Belayachi N (1987) Exploitation approfondie de données de traçages, Rapport de stage de DEA.
- Bergström S, Forsman A (1973) Development of a conceptual deterministic rainfall-runoff model. *Nord Hydrol* 4:147–170.
- Beven KJ, Kirkby MJ, Schofield N, Tagg a. F (1984) Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments. *J Hydrol* 69:119–143. doi: 10.1016/0022-1694(84)90159-8
- Bezes C (1976) Contribution à la modélisation des systèmes aquifères karstiques | établissement du modèle Bémer. Son application à quatre systèmes karstiques du Midi de la France (French).
- Binet S, Bru K, Touzé S (2014) Water and acrylamide monomer transfer rates from a settling basin to groundwaters. *Environ Sci Pollut Res* 22:6431–6439. doi: 10.1007/s11356-014-3106-2
- Binet S, Joodi AS, Joigneaux E, et al (2010) Localisation of a reactive transport zone in a saturated karstic conduit highlights from natural and artificial tracer tests. 4th Int. Symp. Karst, Malaga, Spain
- Birk S, Liedl R, Sauter M (2004) Identification of localised recharge and conduit flow by combined analysis of hydraulic and physico-chemical spring responses (Urenbrunnen, SW-Germany). *J Hydrol* 286:179–193. doi: 10.1016/j.jhydrol.2003.09.007
- Borghesi A, Renard P, Jenni S (2012) A pseudo-genetic stochastic model to generate karstic networks. *J Hydrol* 414-415:516–529. doi: 10.1016/j.jhydrol.2011.11.032

C

- Calcagno P, Chilès JP, Courrioux G, Guillen A (2008) Geological modelling from field data and geological knowledge Part I . Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. *Phys Earth Planet Inter* 171:147–157. doi: 10.1016/j.pepi.2008.06.013
- Castany G, Margat J (1977) Dictionnaire français d' hydrogéologie. B: RGM
- Caumon G, Collon-Drouaillet P, Le Carlier de Veslud C, et al (2009) Surface-Based 3D Modeling of Geological Structures. *Math Geosci* 41:927–945. doi: 10.1007/s11004-009-9244-2

- Chalikakis K, Plagnes V, Guerin R, et al (2011) Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview. *Hydrogeol J* 19:1169–1180. doi: 10.1007/s10040-011-0746-x
- Chalikakis KM (2006) Application de méthodes géophysiques pour la reconnaissance et la protection de ressources en eau dans les milieux karstiques.
- Charlier J-B, Ladouche B, Maréchal J-C (2015) Identifying the impact of climate and anthropic pressures on karst aquifers using wavelet analysis. *J Hydrol*. doi: 10.1016/j.jhydrol.2015.02.003
- Chedeville S (2015) Étude de la variabilité du fonctionnement hydro-sédimentaire des karsts de l'Ouest du Bassin de Paris à partir de la comparaison des remplissages sédimentaires karstiques anciens, actuels et du signal turbide des eaux souterraines. Université de Rouen
- Clemens D, Hückinghaus T, Sauter R, Liedl M (1999) Simulation of the development of karst aquifers : role of the epikarst. *Earth Sci* 88:157–162.
- Cook K, Van Nostrand R (1954) Interpretation of resistivity data over filled sinks. *Geophysics* 19:761–770.
- Cormary Y, Guilobot A (2010) Ajustement et réglage des modèles déterministes méthode de calage des paramètres. *La Houille Blanche* 1971:131.
- Cornaton F, Perrochet P (2002) Analytical 1D dual-porosity equivalent solutions to 3D discrete single-continuum models . Application to karstic spring hydrograph modelling. *J Hydrol* 262:165–176.
- Coulibaly P, Burn DH (2004) Wavelet analysis of variability in annual Canadian streamflows. *Water Resour Res* 40:n/a–n/a. doi: 10.1029/2003WR002667

D

- Darnet M (2003) Caractérisation et suivi de circulations de fluides par la mesure de Potentiels Spontanés (PS). 205.
- Daubechies I, Lagarias JC (1992) Sets of matrices all infinite products of which converge. *Linear Algebra Appl* 161:227–263.
- Davis, A. Long, M. Wireman a. (2002) KARSTIC: a sensitivity method for carbonate aquifers in karst terrain. *Environ Geol* 42:65–72. doi: 10.1007/s00254-002-0531-1
- De Rooij R, Perrochet P, Graham W (2013) From rainfall to spring discharge: Coupling conduit flow, subsurface matrix flow and surface flow in karst systems using a discrete–continuum model. *Adv Water Resour* 61:29–41. doi: 10.1016/j.advwatres.2013.08.009
- De Vries M (1973) Applicability of fluorescent tracers. *Tracer Tech. sediment Transp.*

- Delarozière-Bouillin O (1971) Évaluation des ressources hydrauliques: Utilisation comparée des formules de THORNTHWAITE , TURC mensuelle , TURC annuelle et PENMAN , pour le potentielle et calcul de l' évapotranspiration de l' évapotranspiration réelle moyenne Application au territoi. Orléans
- Delbart C, Valdes D, Barbecot F, et al (2014) Temporal variability of karst aquifer response time established by the sliding-windows cross-correlation method. *J Hydrol* 511:580–588. doi: 10.1016/j.jhydrol.2014.02.008
- Doolittle JA, Collins ME (1998) A comparison of EM induction and GPR methods in areas of karst. *Geoderma* 85:83–102.
- Dörfliger N (2010) Guide méthodologique : Les outils de l'hydrogéologie karstique pour la caractérisation de la structure et du fonctionnement des systèmes karstiques et l'évaluation de leur ressource.
- Dörfliger N, Zwahlen F (1998) Practical guide: groundwater vulnerability mapping in karstic regions (EPIK). Swiss Agency Environ. For. Landsc. (SAEFL), Bern 56:
- Doummar J, Sauter M, Geyer T (2012) Simulation of flow processes in a large scale karst system with an integrated catchment model (Mike She) – Identification of relevant parameters influencing spring discharge. *J Hydrol* 426-427:112–123. doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.01.021
- Drogue C (1974) Structure de certains aquifères karstiques d'après les résultats de travaux de forage. *CR Acad Sci Paris, s{é}rie III* 278:2621–2624.
- Drogue C (1972) Analyse statistique des hydrogrammes de décrues des sources karstiques. *J Hydrol* 15:49–68. doi: 10.1016/0022-1694(72)90075-3
- Dupont J-P, Fournier M, Massei N, et al (2006) Rapport Scientifique Seine Aval.
- Duran L, Fournier M, Massei N, Dupont J (2015) Assessing the Nonlinearity of Karst Response. *Groundwater* 9. doi: 10.1111/gwat.12337
- Dussart-Baptista L (2003) Transport des particules en suspension et des bactéries associées dans l'aquifère crayeux karstique haut-normand. Rouen
- Dussart-Baptista L, Massei N, Dupont J-P, Jouenne T (2003) Transfer of bacteria-contaminated particles in a karst aquifer: evolution of contaminated materials from a sinkhole to a spring. *J Hydrol* 284:285–295. doi: 10.1016/j.jhydrol.2003.08.007
- Dzikowski M (1995) Convolution in time-dependent system from artificial tracer tests responses in porous or karst systems; theory and modeling. *J Hydrol* 164:287–303.

E

- Eckhardt K (2008) A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *J Hydrol* 352:168–173. doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.01.005
- Eisenlohr L, Bouzelboudjen M, Király L, Rossier Y (1997) Numerical versus statistical modelling of natural response of a karst hydrogeological system. *J Hydrol* 202:244–262.
- El Janyani S, Massei N, Dupont JP, et al (2012) Hydrological responses of the chalk aquifer to the regional climatic signal. *J Hydrol* 464-465:485–493. doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.07.040
- Elawadi E, El-Qady G, Nigm A, et al (2006) Integrated geophysical survey for site investigation at a new dwelling area, Egypt. ... *Geophys* 249–259.

F

- Field MS (2002) The QTRACER2 program for tracer-breakthrough curve analysis for tracer tests in karstic aquifers and other hydrologic systems. National Center for Environmental Assessment-- Washington Office, Office of Research and Development, US Environmental Protection Agency
- Field MS, Leij FJ (2012) Solute transport in solution conduits exhibiting multi-peaked breakthrough curves. *J Hydrol* 440-441:26–35. doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.03.018
- Field MS, Leij FJ (2014) Combined physical and chemical nonequilibrium transport model for solution conduits. *J Contam Hydrol* 157:37–46. doi: 10.1016/j.jconhyd.2013.11.001
- Field MS, Nash SG (1997) Risk assessment methodology for karst aquifers: (1) estimating karst conduit-flow parameters. *Environ Prot* 1–21. doi: 10.1023/A:1005753919403
- Fleury P (2005) Sources sous-marines et aquifères karstiques côtiers. Université Paris VI – Pierre et Marie Curie
- Fleury P, Plagnes V, Bakalowicz M (2007) Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model: Application to Fontaine de Vaucluse (South of France). *J Hydrol* 345:38–49. doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.07.014
- Ford D, Williams P (2007) Karst Hydrogeology and Geomorphology. doi: 10.1002/9781118684986
- Fournier C (1989) Spontaneous Potentials and Resistivity Surveys Applied To Hydrogeology in a Volcanic Area : Case history of the Chaîne des Puys (Puy-de-dôme, Faance). *Geophys Prospect* 37:647–668. doi: 10.1111/j.1365-2478.1989.tb02228.x

- Fournier M (2006) Identification des modalités de transport et de la vulnérabilité du karst de la craie: application de nouveaux outils statistiques d'analyse des données au système du Hannefort (Seine-Maritime, France). Université de Rouen
- Fournier M, Massei N, Bakalowicz M, et al (2007a) Using turbidity dynamics and geochemical variability as a tool for understanding the behavior and vulnerability of a karst aquifer. *Hydrogeol J* 15:689–704. doi: 10.1007/s10040-006-0116-2
- Fournier M, Massei N, Bakalowicz M, Dupont J (2007b) Use of univariate clustering to identify transport modalities in karst aquifers. *C R Geosci* 339:622–631. doi: 10.1016/j.crte.2007.07.009
- Fournier M, Massei N, Mahler B, et al (2008) Application of multivariate analysis to suspended matter particle size distribution in a karst aquifer. *Hydrol Process* 22:2337–2345. doi: 10.1002/hyp
- Fournillon A (2013) Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques : caractérisation des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset (SE France).

G

- Gabrovšek F, Dreybrodt W (2001) A model of the early evolution of karst aquifers in limestone in the dimensions of length and depth. *J Hydrol* 240:206–224. doi: 10.1016/S0022-1694(00)00323-1
- Gabrovšek F, Dreybrodt W (2011) Spreading of tracer plumes through confined telogenetic karst aquifers: A model. *J Hydrol* 409:20–29. doi: 10.1016/j.jhydrol.2011.07.029
- Geyer T, Birk S, Licha T, et al (2007) Multitracer test approach to characterize reactive transport in karst aquifers. *Ground Water* 45:36–45. doi: 10.1111/j.1745-6584.2006.00261.x
- Geyer T, Birk S, Liedl R, Sauter M (2008) Quantification of temporal distribution of recharge in karst systems from spring hydrographs. *J Hydrol* 348:452–463. doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.10.015
- Ghasemizadeh R, Hellweger F, Butscher C, et al (2012) Review : Groundwater flow and transport modeling of karst aquifers , with particular reference to the North Coast Limestone aquifer system of Puerto Rico. *Hydrogeol. J.* p pp 1441–1461
- Goldscheider N (2005) Karst groundwater vulnerability mapping: Application of a new method in the Swabian Alb, Germany. *Hydrogeol J* 13:555–564. doi: 10.1007/s10040-003-0291-3
- Goldscheider N, Meiman J, Pronk M, Smart C (2008) Tracer tests in karst hydrogeology and speleology. *Int J Speleol* 37:27–40. doi: 10.5038/1827-806X.37.1.3
- Göppert N, Goldscheider N (2008) Solute and colloid transport in karst conduits under low- and high-flow conditions. *Ground Water* 46:61–8. doi: 10.1111/j.1745-6584.2007.00373.x

- Gouy M (1910) Sur la constitution de la charge électrique à la surface d'un électrolyte. *J Phys Théorique Appliquée* 9:457–468. doi: 10.1051/jphystap:019100090045700
- Greenfield R oyg (1979) Review of geophysical approaches to the detection of karst. *Bull Assoc Eng Geol* 16:393–408.
- Grossmann A, Morlet J (1984) Decomposition of Hardy functions into square integrable wavelets of constant shape. *SIAM J Math Anal* 15:723–736.
- Guérin R, Baltassat J-M, Boucher M, et al (2009) Geophysical characterisation of karstic networks – Application to the Ouyse system (Poumeyssen, France). *Comptes Rendus Geosci* 341:810–817. doi: 10.1016/j.crte.2009.08.005
- Gutierrez A, Klinka T, Thiéry D, et al (2013) TRAC , a collaborative computer tool for tracer-test interpretation. *EPJ Web Conf.* pp 03002–03010
- Gutierrez F, Parise M, De Waele J, Jourde H (2014) A review on natural and human-induced geohazards and impacts in karst. *Earth-Science Rev.* doi: 10.1016/j.earscirev.2014.08.002

H

- Hanin PG (2010) Contrôles structural et hydrogéologique sur la dynamique d'un champ captant en contexte crayeux karstique et sa sensibilité aux variations du signal climatique : Implications en matière de vulnérabilité de la ressource. 320.
- Hardy HH, Beier RA (1994) *Fractals in reservoir engineering*. World Scientific
- Hartmann S, Odling NE, West LJ (2007) A multi-directional tracer test in the fractured Chalk aquifer of E. Yorkshire, UK. *J Contam Hydrol* 94:315–331. doi: 10.1016/j.jconhyd.2007.07.009
- Hauchard E, Laignel B (2008) Morphotectonic evolution of the north-western margin of the Paris Basin. *Zeitschrift fur Geomorphol* 52:463.
- Helena B, M RP, Vega M, et al (2000) Temporal evolution of groundwater composition in an alluvial aquifer (Pisuerga river, Spain) by principal components analysis. *Water Resour* 34:807–816.
- Helmholtz H von (1853) Ueber einige Gesetze der Vertheilung elektrischer Ströme in körperlichen Leitern, mit Anwendung auf die thierisch-elektrischen Versuche (Schluss.). *Ann Phys* 165:353–377.
- Henrion V, Caumon G, Cherpeau N (2010) ODSIM: An Object-Distance Simulation Method for Conditioning Complex Natural Structures. *Math Geosci* 42:911–924. doi: 10.1007/s11004-010-9299-0
- Herczeg a. L, Leaney FWJ, Stadter MF, et al (1997) Chemical and isotopic indicators of point-source recharge to a karst aquifer, South-Australia. *J Hydrol* 192:271–299. doi: 10.1016/S0022-1694(96)03100-9

Hill ME, Stewart MT, Martin A (2010) Evaluation of the MODFLOW-2005 Conduit Flow Process. *Ground Water* 48:549–59. doi: 10.1111/j.1745-6584.2009.00673.x

Huneau F, Jaunat J, Kavouri K, et al (2013) Intrinsic vulnerability mapping for small mountainous karst aquifers, implementation of the new PaPRIKa method to Western Pyrenees (France). *Eng Geol* 161:81–93. doi: 10.1016/j.enggeo.2013.03.028

J

Jakeman AJ, Littlewood I, Whitehead PG (1990) Computation of the instantaneous unit hydrograph and identifiable component flows with application to two small upland catchments — Comment. *J Hydrol* 117:275–300. doi: 10.1016/0022-1694(91)90060-U

Jaquet O, Siegel P, Klubertanz G, Benabderrhamane H (2004) Stochastic discrete model of karstic networks. *Adv Water Resour* 27:751–760. doi: 10.1016/j.advwatres.2004.03.007

Jardani A (2007) Nouvelles approches géophysiques pour l'identification des dolines et des cavités souterraines dans un contexte karstique. Université de Rouen

Jardani A, Dupont JP, Revil A (2006) Self-potential signals associated with preferential groundwater flow pathways in sinkholes. *J Geophys Res* 111:B09204. doi: 10.1029/2005JB004231

Jardani A, Revil A, Santos F, et al (2007) Detection of preferential infiltration pathways in sinkholes using joint inversion of self-potential and EM-34 conductivity data. *Geophys Prospect* 55:749–760. doi: 10.1111/j.1365-2478.2007.00638.x

Jeannin P-Y (1996) Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques. *Speleo Projects*

Jeannin P-Y, Eichenberger U, Sinreich M, et al (2012) KARSYS: a pragmatic approach to karst hydrogeological system conceptualisation. Assessment of groundwater reserves and resources in Switzerland. *Environ Earth Sci*. doi: 10.1007/s12665-012-1983-6

Join J, Coudray J, Longworth K (1997) Using principal components analysis and Na/Cl ratios to trace groundwater circulation in a volcanic island: the example of Reunion. *J Hydrol* 190:1–18.

Jourde H, Flodin EA, Aydin A, et al (2002) Computing permeability of fault zones in eolian sandstone from outcrop measurements. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 86:

Jourde H, Mazzilli N, Lecoq N, et al (2015) KARSTMOD: A Generic Modular Reservoir Model Dedicated to Spring Discharge Modeling and Hydrodynamic Analysis in Karst. *Hydrogeol. Environ. Investig. Karst Syst.* Springer, pp 339–344

Jukić D, Denić-Jukić V (2009) Groundwater balance estimation in karst by using a conceptual rainfall-runoff model. *J Hydrol* 373:302–315. doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.04.035

K

- Kaufman L, Rousseeuw PJ (1990) Partitioning Around Medoids (Program PAM). *Find. Groups Data An Introd. to Clust. Anal.* pp 68–125
- Kaufmann G, Braun J (1999) Karst aquifer evolution in fractured rocks. *Water Resour Res* 35:3223–3238. doi: 10.1029/1999WR900169
- Kavouri K, Plagnes V, Tremoulet J, et al (2011) PaPRIKa: a method for estimating karst resource and source vulnerability—application to the Ouyse karst system (southwest France). *Hydrogeol J* 19:339–353. doi: 10.1007/s10040-010-0688-8
- Kim D, Oh H-S (2009) EMD: A Package for Empirical Mode Decomposition and Hilbert Spectrum. *R J* 1:40–46.
- Kiraly L (1998) Modelling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach. *Bull d'Hydrogéologie l'université Neuchâtel* 16:77–98.
- Kiraly L (1979) Remarques sur la simulation des failles et du réseau karstique par éléments finis dans les modèles d'écoulement. Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique, Programme National de Recherche“ Cycle de l'Eau”
- Kiraly L (1988) Large scale 3D Groundwater flow modelling in highly heterogeneous geologic medium. In: E. Custodio, A. Gurgui JPLF (ed) *Groundw. Flow Qual. Model.* pp 761–775
- Klimchouk AB (2004) Towards defining, delimiting and classifying epikarst: Its origin, processes and variants of geomorphic evolution. *Proc Epikarst Conf Spec Publ* 9 23–35.
- Klinka T, Gutierrez A, Thiéry D (2012) Validation du logiciel TRAC : Aide à l'interprétation de traçages en milieu poreux Rapport final Validation du logiciel TRAC : Aide à l'interprétation de traçages en milieux poreux Rapport final.
- Kong-A-Siou L, Fleury P, Johannet A, et al (2014) Performance and complementarity of two systemic models (reservoir and neural networks) used to simulate spring discharge and piezometry for a karst aquifer. *J Hydrol* 519:3178–3192. doi: 10.1016/j.jhydrol.2014.10.041
- Kumar P, Foufoula-georgiou E (1997) Wavelet Analysis for Geophysical Applications. *Rev Geophys* 35:385–412.

L

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

- Labat D, Ababou R, Mangin a. (2000a) Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part II: Continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution analyses. *J Hydrol* 238:149–178. doi: 10.1016/S0022-1694(00)00322-X
- Labat D, Ababou R, Mangin a. (2000b) Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part I: Convolution and spectral analyses. *J Hydrol* 238:123–148. doi: 10.1016/S0022-1694(00)00321-8
- Labat D, Ababou R, Mangin A (2000c) Rainfall–runoff relations for karstic springs. Part II: continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution analyses. *J Hydrol* 238:149–178. doi: 10.1016/S0022-1694(00)00322-X
- Labat D, Ababou R, Mangin A (2002) Analyse multirésolution croisée de pluies et débits de sources karstiques. *Comptes Rendus Geosci* 334:551–556. doi: 10.1016/S1631-0713(02)01795-9
- Labat D, Mangin A (2015) Transfer function approach for artificial tracer test interpretation in karstic systems. *J. Hydrol.* in press:
- Laignel B, Quesnel F, Spencer C, et al (2003) Slope clay-with-flints (biefs à silex) as indicators of Quaternary periglacial dynamics in the western part of the Paris Basin, France. *J Quat Sci* 18:295–299. doi: 10.1002/jqs.749
- Larocque M, Mangin A, Razack M, Banton O (1998) Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *J Hydrol* 205:217–231. doi: 10.1016/S0022-1694(97)00155-8
- Lastennet R, Puig JM, Emblanch C, Blavoux B (1995) Influence de la zone non saturée sur le fonctionnement des systèmes karstiques. Mise en évidence dans les sources du Nord-Vaucluse. *Hydrogéologie* 4:57–66.
- Lauber U, Ufrecht W, Goldscheider N (2013) Spatially resolved information on karst conduit flow from in-cave dye-tracing. *Hydrol Earth Syst Sci Discuss* 10:11311–11335. doi: 10.5194/hessd-10-11311-2013
- Le Moine N, Andréassian V, Mathevet T (2008) Confronting surface- and groundwater balances on the La Rochefoucauld-Touvre karstic system (Charente, France). *Water Resour Res* 44:n/a–n/a. doi: 10.1029/2007WR005984
- Leaney FW, Herczeg a. L (1995) Regional recharge to a karst aquifer estimated from chemical and isotopic composition of diffuse and localised recharge, South Australia. *J Hydrol* 164:363–387. doi: 10.1016/0022-1694(94)02488-W
- Lee ES, Krothe NC (2001) A four-component mixing model for water in a karst terrain in south-central Indiana, USA. Using solute concentration and stable isotopes as tracers. *Chem Geol* 179:129–143. doi: 10.1016/S0009-2541(01)00319-9
- Lee JY, Lee KK (2000) Use of hydrologic time series data for identification of recharge mechanism in a fractured bedrock aquifer system. *J Hydrol* 229:190–201. doi: 10.1016/S0022-1694(00)00158-X

- Lee LJE, Lawrence DSL, Price M (2006) Analysis of water-level response to rainfall and implications for recharge pathways in the Chalk aquifer, SE England. *J Hydrol* 330:604–620. doi: 10.1016/j.jhydrol.2006.04.025
- Lepiller M (1993) Réflexions sur l'hydrogéologie karstique de la craie du bassin de Paris à partir d'exemples régionaux (Normandie, Gâtinais). *Hydrogéologie* 2:151–161.
- Lepiller M (1975) Le système karstique de Villequier, Etude hydrogéologique, hydrochimique et sédimentologique d'une circulation souterraine typique du Crétacé supérieur normand. *Bull. Trimest. la Société Géologique Normandie Amis Museum du Havre* LXII:
- Lepiller M (2001) Traçages appliqués à la dynamique des aquifères: possibilités et limites. *Géologues* 129:79–84.
- Lepiller M, Mondain P-H (1986) Les traçages artificiels en hydrogéologie karstique. *Hydrogéologie (BRGM)* 1:33–52.
- Liedl R, Sauter M, Hückinghaus D, et al (2003) Simulation of the development of karst aquifers using a coupled continuum pipe flow model. *Water Resour Res* 39:1057. doi: 10.1029/2001WR001206
- Lindström G, Johansson B, Persson M, et al (1997) Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *J Hydrol* 201:272–288. doi: 10.1016/S0022-1694(97)00041-3
- Liu H-L, Bao A-M, Chen X, et al (2011) Response analysis of rainfall-runoff processes using wavelet transform: a case study of the alpine meadow belt. *Hydrol Process* 25:2179–2187. doi: 10.1002/hyp.7969
- Luhmann AJ, Covington MD, Alexander SC, et al (2012) Comparing conservative and nonconservative tracers in karst and using them to estimate flow path geometry. *J Hydrol* 448-449:201–211. doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.04.044
- Lyne VD, Hollick M (1979) Stochastic time-variable rainfall runoff modelling. *Hydrol. Water Resour. Symp. Perth, Australia*, pp 89–92

M

- Maillet E (1905) Flow of underground and river waters. *Nature* 72:25–26.
- Malík P, Švasta J (1999) REKS - An alternative Method of Karst Groundwater Vulnerability Estimation. *Hydrogeol L Use Manag XXIX Congr IAH* 79–85. doi: 10.13140/2.1.2919.7766
- Mangin A (1975) Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Université de Dijon.
- Mangin A (1994) Karst hydrogeology. Academic Press San Diego

- Mangin A (1974) Contribution a l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. 2. Concepts méthodologiques adoptés: systèmes karstiques étudiés. Centre Nat. de la Recherche Scientifique
- Mangin A (1984) Pour une meilleure connaissance des systemes hydrologiques . A'partir des analyses corrélatrice et spectrale. J Hydrol 67:25–43.
- Mari JL, Porel G, Bourbiaux B (2009) From 3D Seismic to 3D Reservoir Deterministic Model Thanks to Logging Data: the Case Study of a Near Surface Heterogeneous Aquifer. Oil Gas Sci Technol - Rev l'IFP 64:119–131. doi: 10.2516/ogst/2008049
- Marsaud B (1997) Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. Paris XI Orsay
- Massei N (2001) Transport de particules en suspension dans l'aquifère crayeux karstique et à l'interface craie/alluvions. University of Rouen
- Massei N, Dupont JP, Mahler BJ, et al (2006a) Investigating transport properties and turbidity dynamics of a karst aquifer using correlation, spectral, and wavelet analyses. J Hydrol 329:244–257. doi: 10.1016/j.jhydrol.2006.02.021
- Massei N, Lacroix M, Wang H, et al (2002) Transport of suspended solids from a karstic to an alluvial aquifer : the role of the karst / alluvium interface. 260:88–101.
- Massei N, Wang H, Dupont J-P, et al (2003) Assessment of direct transfer and resuspension of particles during turbid floods at a karstic spring. J Hydrol 275:109–121. doi: 10.1016/S0022-1694(03)00020-9
- Massei N, Wang HQ, Dupont J., et al (2006b) Interpreting tracer breakthrough tailing in a conduit-dominated karstic aquifer. Hydrogeol J 849–858. doi: 10.1007/s10040-005-0010-3
- Mathevet T, Lepiller ML, Mangin a. (2004) Application of time-series analyses to the hydrological functioning of an Alpine karstic system: the case of Bange-L'Eau-Morte. Hydrol Earth Syst Sci 8:1051–1064. doi: 10.5194/hess-8-1051-2004
- Maurice L, Atkinson T, Barker J, et al (2006) Karstic behaviour of groundwater in the English Chalk. J Hydrol 330:63–70. doi: 10.1016/j.jhydrol.2006.04.012
- Mazzilli N (2011) Sensibilité et incertitude de modélisation sur les bassins versants à forte composante karstique.
- Mero F (1963) Application of the groundwater depletion curves in analysing and forecasting spring discharges influenced by well fields. Symp. Surf. waters, Gen. Assem. Berkeley IUGG, IAHS Publ.
- Mitrofan H, Povară I, Maftciu M (2008) Geoelectrical investigations by means of resistivity methods in karst areas in Romania. Environ Geol 55:405–413. doi: 10.1007/s00254-007-0986-1

- Moore DL, Stewart MT (1983) Geophysical signatures of fracture traces in a karst aquifer (Florida USA). *J Hydrol* 61:325–340.
- Moore PJ, Martin JB, Sreaton EJ (2009) Geochemical and statistical evidence of recharge, mixing, and controls on spring discharge in an eogenetic karst aquifer. *J Hydrol* 376:443–455. doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.07.052
- Morales T, Fdez. de Valderrama I, Uriarte J a., et al (2007) Predicting travel times and transport characterization in karst conduits by analyzing tracer-breakthrough curves. *J Hydrol* 334:183–198. doi: 10.1016/j.jhydrol.2006.10.006
- Morales T, Uriarte J a., Olazar M, et al (2010) Solute transport modelling in karst conduits with slow zones during different hydrologic conditions. *J Hydrol* 390:182–189. doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.06.041
- Motelay-Massei A, Ollivon D, Garban B, Chevreuil M (2003) Polycyclic aromatic hydrocarbons in bulk deposition at a suburban site: assessment by principal component analysis of the influence of meteorological parameters. *Atmos Environ* 37:3135–3146. doi: 10.1016/S1352-2310(03)00218-8
- Moussu F (2011) Prise en compte du fonctionnement hydrodynamique dans la modélisation pluie-débit des systèmes karstiques.
- Mudarra M, Andreo B, Marín a I, et al (2014) Combined use of natural and artificial tracers to determine the hydrogeological functioning of a karst aquifer: the Villanueva del Rosario system (Andalusia, southern Spain). *Hydrogeol J* 22:1027–1039. doi: 10.1007/s10040-014-1117-1
- Mudry J (1991) Discriminant analysis, an efficient means for the validation of geohydrological hypothesis. *Rev des Sci l'eau* 4:19. doi: 10.7202/705088ar
- Mudry J (1990) Les courbes flux chimique-débit et le fonctionnement des aquifères karstiques. *J Hydrol* 120:11.

N

- Najib K, Jourde H, Pistre S (2008) A methodology for extreme groundwater surge predetermination in carbonate aquifers: Groundwater flood frequency analysis. *J Hydrol* 352:1–15. doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.11.035
- Nakken M (1999) Wavelet analysis of rainfall–runoff variability isolating climatic from anthropogenic patterns. *Environ Model Softw* 14:283–295. doi: 10.1016/S1364-8152(98)00080-2
- Naudet V (2004) Les méthodes de résistivité électrique et de potentiel spontané appliquées aux sites contaminés.
- Nyquist JE, Mintz HE, Roth MJS (2008) Mise-à-la-masse and smoke tests for mapping vadose zone karst. *Lead. Edge*

P

- Padilla A, Pulido-Bosch A (1995) Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *J Hydrol* 168:73–89. doi: 10.1016/0022-1694(94)02648-U
- Palmer AN (1991) Origin and morphology of limestone caves. *Geol Soc Am Bull* 103:1–21.
- Palmer AN, Palmer M, Sasowsky ID (1999) Karst Modeling: Proceedings of the Symposium Held in Charlottesville. KARST WATERS INST CHARLES T. WV.
- Panagopoulos G, Lambrakis N (2006) The contribution of time series analysis to the study of the hydrodynamic characteristics of the karst systems: Application on two typical karst aquifers of Greece (Trifilia, Almyros Crete). *J Hydrol* 329:368–376. doi: 10.1016/j.jhydrol.2006.02.023
- Perrin C, Michel C, Andréassian V (2003a) Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *J Hydrol* 279:275–289. doi: 10.1016/S0022-1694(03)00225-7
- Perrin J, Jeannin PY, Zwahlen F (2003b) Epikarst storage in a karst aquifer: A conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. *J Hydrol* 279:106–124. doi: 10.1016/S0022-1694(03)00171-9
- Pételet-Giraud E, Dörfliger N, Crochet P (2000) RISKE: Méthode d'évaluation multicritère de la vulnérabilité des aquifères karstiques. Application aux systèmes des Fontanilles et Cent-Fonts (Hérault, Sud de la France). *Hydrogéologie* 4:71–88.
- Plagnes V (2000) Structure et fonctionnement des aquifères karstiques Caractérisation par la géochimie des eaux.
- Pleuvret C (1997) Etude d'environnement préalable à la définition des périmètres de protection du captage de Norville.
- Pueyo Anchuela Ó, Luzón A, Gil Garbi H, et al (2014) Combination of electromagnetic, geophysical methods and sedimentological studies for the development of 3D models in alluvial sediments affected by karst (Ebro Basin, NE Spain). *J Appl Geophys* 102:81–95. doi: 10.1016/j.jappgeo.2014.01.002

Q

- Quesnel F, Bourdillon C, Laignel B (1996) Maastrichtien supérieur au nord-ouest du bassin de Paris (France). Témoins résiduels en Seine-Maritime. *Comptes rendus l'Académie des Sci Série 2 Sci la terre des planètes* 322:1071–1077.
- Quinlan J (1978) Types of karst, with emphasis on cover beds in their classification and development. Austin, Texas

Quinlan JF, Ewers OR (1985) Ground water flow in limestone terranes: strategy rationale and procedure for reliable, efficient monitoring of ground water quality in karst areas. Proc. Fifth Natl. Symp. Expo. Aquifer Restor. Gr. Water Monit. pp 197–234

Quinlan JF, Ewers RO (1989) Subsurface drainage in the Mammoth Cave area. Karst Hydrol. Springer, pp 65–103

R

Reinsel GC, Box GEP, Jenkins GM (1994) Time Series Analysis: Forecasting and Control.

Revil A, Hermitte D, Spangenberg E, Cochemé JJ (2002) Electrical properties of zeolitized volcanoclastic materials. J Geophys Res 107:2168. doi: 10.1029/2001JB000599

Revil A, Schwaegelé H, Cathles LM, Manhardt PD (1999) Streaming potential in porous media: 2. Theory and application to geothermal systems. J Geophys Res 104:20,033–20,048. doi: 10.1029/1999JB900090

Rey F, Riss J, Huneau F, Pretou F (2008) Ressources en eau souterraine dans les chaînons béarnais (Pyrénées-Atlantiques, France), Géométrie et fonctionnement hydrogéologique de quatre aquifères carbonatés. Géologues 156:48–52.

Reynolds AP, Richards G, de la Iglesia B, Rayward-Smith VJ (2006) Clustering Rules: A Comparison of Partitioning and Hierarchical Clustering Algorithms. J Math Model Algorithms 5:475–504. doi: 10.1007/s10852-005-9022-1

Richet J-B, Helloco F (2009) Anticipation des désordres hydrologiques majeurs en hiver sous pluie peu intense en Seine-Maritime. La Houille Blanche 6:52–55.

Rioul O, Vetterli M (1991) Wavelets and signal processing. IEEE Signal Process Mag 8:14–38. doi: 10.1109/79.91217

Rodet J (1985) Le développement du karst dans la craie de Normandie et ses conséquences sur la protection des eaux souterraines. Ann. la Société Géologique Belgique. p 9

Rodet J (2014) The primokarst , former stages of karstification , or how solution caves can born. Geol Belgica 17:58–65.

Rodet J (2007) Karst de la Craie et aquifère de Normandie. Eur J water Qual 38:11–21.

Rodet J, Laignel B, Brocard G, et al (2006) Contribution of a sedimentary study to the concept of karstic evolution of a chalk cave in the western Paris basin (Normandy, France). Geol Belgica 9:287–296.

Rodet J, Laignel B, Massei N, et al (2005) The ' karstic delta ' concept , as a morphological expression of climatic variations of the base level in coastal areas – the example of the Eastern English Channel region (Normandy , France). Proc. 14th UIS Congr. Athens-Kalamos,. pp 148–152

Ronayne MJ (2013) Influence of conduit network geometry on solute transport in karst aquifers with a permeable matrix. *Adv Water Resour.* doi: 10.1016/j.advwatres.2013.03.002

Rooij R De (2008) Towards improved numerical modeling of karst aquifers : coupling turbulent conduit flow and laminar matrix flow under variably saturated conditions. University of Neuchâtel

Salerno F, Tartari G (2009) A coupled approach of surface hydrological modelling and Wavelet Analysis for understanding the baseflow components of river discharge in karst environments. *J Hydrol* 376:295–306. doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.07.042

S

Saporta G (2011) *Probabilités, analyse des données et statistique.*, Editions T.

Scanlon BR, Mace RE, Barrett ME, Smith B (2003) Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models? Case study, Barton Springs Edwards aquifer, USA. *J Hydrol* 276:137–158. doi: 10.1016/S0022-1694(03)00064-7

Schmidt M, Lipson H (2009) Distilling free-form natural laws from experimental data. *Science* 324:81–5. doi: 10.1126/science.1165893

Slimani S (2009) Les Fonctionnements hydrologiques de l'aquifère karstifié de la Craie de Haute-Normandie: conséquences des contextes morphologiques et structuraux. Rouen

Smith L, Turcotte D, Isacks B (1998) Stream flow characterization and feature detection using a discrete wavelet transform. *Hydrol Process* 12:233–249. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199802)12:2<233::AID-HYP573>3.0.CO;2-3

Soueid Ahmed A, Zhou J, Jardani A, et al (2015) Image-guided inversion in steady-state hydraulic tomography. *Adv Water Resour* 82:83–97. doi: 10.1016/j.advwatres.2015.04.001

Stern O (1924) Zur theorie der elektrolytischen doppelschicht. *Zeitschrift für Elektrochemie und Angew Phys Chemie* 30:508–516.

Stringfield V., Rapp JR, Anders RB (1979) Effects of karst and geologic structure on the circulation of water and permeability in carbonate aquifers. *J Hydrol* 43:313–332.

T

Thiéry D (2003) Logiciel GARDÉNIA.

Thomas B, Roth MJS (1999) Evaluation of site characterization methods for sinkholes in Pennsylvania and New Jersey. *Eng Geol* 52:147–152. doi: 10.1016/S0013-7952(98)00068-4

- Thorntwaite CW (1948) An Approach Toward a Rational Classification of Climate. *Soil Sci* 66:77. doi: 10.1097/00010694-194807000-00007
- Tritz S, Guinot V, Jourde H (2011) Modelling the behaviour of a karst system catchment using non-linear hysteretic conceptual model. *J Hydrol* 397:250–262.
- Tulipano L (2003) Overexploitation consequences and management criteria in coastal karstic aquifers. IGME Publ., TIAC'2003, Tecnol. la Intrusion Agua mar un acuíferos Costeros países Mediterr. Alicante, pp 113–126
- Turberg P, Barker R (1996) Joint application of radio-magnetotelluric and electrical imaging surveys in complex subsurface environments. *First Break* 14:
- V**
- Valdès D (2005) Variabilité spatiale du fonctionnement hydrologique de l'aquifère karstique de la craie (Département de l'Eure, France). Université de Rouen
- Valdes D, Dupont JP, Laignel B, et al (2014) Infiltration processes in karstic chalk investigated through a spatial analysis of the geochemical properties of the groundwater: The effect of the superficial layer of clay-with-flints. *J Hydrol* 519:23–33. doi: 10.1016/j.jhydrol.2014.07.002
- Valdes D, Dupont J-P, Massei N, et al (2005) Analysis of karst hydrodynamics through comparison of dissolved and suspended solids' transport. *Comptes Rendus Geosci* 337:1365–1374. doi: 10.1016/j.crte.2005.07.011
- Valois R, Bermejo L, Guérin R, et al (2011) Karstic morphologies identified with geophysics around Saulges Caves (Mayenne, France). *Archaeol Prospect* 18:67–73. doi: 10.1002/arp
- Van Schoor M (2002) Detection of sinkholes using 2D electrical resistivity imaging. *J Appl Geophys* 50:393–399. doi: 10.1016/S0926-9851(02)00166-0
- Vías J, Andreo B, Ravbar N, Hötzl H (2010) Mapping the vulnerability of groundwater to the contamination of four carbonate aquifers in Europe. *J Environ Manage* 91:1500–1510. doi: 10.1016/j.jenvman.2010.02.025
- Vincenz SA (1968) Resistivity investigations of limestone aquifers in Jamaica. *Geophysics* 33:980–994.
- Vojtechovska A, Bruthans J, Krejca F (2010) Comparison of conduit volumes obtained from direct measurements and artificial tracer tests. *J Cave Karst Stud* 72:156–160. doi: 10.4311/jcks2009es0095

W

- White W (2003) Conceptual models for karstic aquifers. *Speleogenesis* 1:1–6. doi: PNR61
- White WB (1975) Role of solution kinetics in the development of karst aquifers. *Geol. Surv. Ala. : Univ., Ala., United States, Pa. State Univ., Univ. Park, Pa., United States*, p 91
- Williams PW (2008) The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology : a review. *Int J Speleol* 37:1–10.
- Williams PW (1983) The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. *J Hydrol* 61:45–67. doi: 10.1016/0022-1694(83)90234-2
- Worthington S, Smart C (2003) Empirical Determination of Tracer Mass for Sink to Spring Tests in Karst. *Sink Eng Environ Impacts Karst* 122:287–298. doi: 10.1061/40698(2003)26
- Wu Q, Xu H, Zhou W (2008) Development of a 3D GIS and its application to karst areas. *Environ Geol* 54:1037–1045. doi: 10.1007/s00254-007-0886-4

Z

- Zhou J, Revil a., Karaoulis M, et al (2014) Image-guided inversion of electrical resistivity data. *Geophys J Int* 197:292–309. doi: 10.1093/gji/ggu001
- Zhou W, Beck B, Adams A (2002) Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography. *Environ Geol* 42:922–928. doi: 10.1007/s00254-002-0594-z

TABLES DES FIGURES ET DES TABLEAUX

TABLE DES FIGURES

Figure 1 : Distribution mondiale des principaux affleurements de roches carbonatées (Ford and Williams 2007)	18
Figure 2 : Modèle conceptuel d'un système karstique (White 2003)	21
Figure 3 : Modèle conceptuel proposé par (Marsaud 1997) d'après les hypothèses de Mangin (1975)	22
Figure 4 : Schéma conceptuel du karst (Bakalowicz 2005, modifié d'après Mangin, 1975)	23
Figure 5 : Classification de Mangin complétée (El Hakim & Bakalowicz 2007)	24
Figure 6 : Exemple d'ajustement pour une courbe de récession selon l'approche de Mangin	27
Figure 7 : Synthèse des méthodes employées dans l'étude du karst	31
Figure 8 : Géologie de la Haute-Normandie	33
Figure 9 : Coupe schématique de la répartition des formations superficielles sur substrat crayeux dans l'Ouest du Bassin de Paris (Quesnel et al 1996; Laignel et al 2003)	34
Figure 10 : Schéma structural de la région Haute-Normandie et MNT (Slimani 2009)	35
Figure 11 : Carte piézométrique de la Saine maritime en moyennes eaux (modifiée à partir de la carte hydrogéologique de la région Haute-Normandie, BRGM).	37
Figure 12 : Exemples de bétoires près d'Yport (à g.) et racine d'altération en falaise en bord de Seine (à d.)	38
Figure 13 : Schémas conceptuels de l'infiltration sous les argiles à silex (a) d'épaisseur importante et (b) d'épaisseur faible, en Normandie (Valdes et al 2014)	39
Figure 14 : Détails des caractéristiques lithologiques des craies (d'après Laignel 1997)	40
Figure 15 : Carte de répartition des bétoires en Normandie, d'après un inventaire BRGM	41
Figure 16 : Schéma du contexte karstique normand	42
Figure 17 : Schéma d'un système karstique régional (Chedeville 2015)	44
Figure 18 : Les variations du niveau de base régional et ses conséquences sur le karst en basse vallée de Seine (Rodet 2007)	44
Figure 19 : Localisation du système étudié	45
Figure 20 : Photographies du site de la source	46
Figure 21 : Série stratigraphique sur le bassin de Norville	46
Figure 22 : Géologie et topographie du site de Norville	47
Figure 23 : Perte à saturation qui déborde dans la Ravine (à g.), et dans son état habituel (à d.)	48
Figure 24 : Piézométrie locale basée sur les données BRGM 2006	49
Figure 25 : Traçages historiques positifs (« actifs ») effectués sur le site d'étude (données BRGM)	49
Figure 26 : Bassins d'alimentation du Bèbec et de la source	50
Figure 27 : Coupe géologique schématique du site d'étude, selon l'hypothèse de Pleuvret	51
Figure 28 : Coupe géologique schématique de la zone d'étude, selon l'hypothèse de Lepiller	52
Figure 29 : Racines d'altération, vue en coupe sur la falaise (à g.), et dans la carrière du Quesnay (à d.)	52

Figure 30 :	Vue aérienne et photographie de la carrière de Saint-Vigor	53
Figure 31 :	Bétoires reconnues sur le bassin	54
Figure 32 :	Réseau karstique de Villequier, Lepiller (1975)	55
Figure 33 :	Schéma bilan du fonctionnement du système (transport)(Massei 2001)	57
Figure 34 :	Schéma de synthèse du fonctionnement du système de Hannetôt (Fournier 2006)	58
Figure 35 :	Instrumentation à la source du Hannetôt	61
Figure 36 :	Pluviomètres (à g. plaine, à d. plateau)	61
Figure 37 :	Photographies de l'instrumentation à la perte du Bébec	62
Figure 38 :	Alimentation par panneaux solaires de l'instrumentation (à g. à la source ; à d. à la perte)	62
Figure 39 :	Chroniques de débit à la source de Norville et pluviométrie	63
Figure 40 :	Débits à la source (qs) et à la perte du Bébec (qb)	63
Figure 41 :	Extrait de la chronique de marée exploitée (données fournies par le port de Rouen)	64
Figure 42 :	Principales méthodes employées dans ces travaux	67
Figure 43 :	Schéma des principaux axes de travail et questionnements de la thèse	68
Figure 44 :	Présentation des méthodes géophysiques les plus adaptées aux différentes investigations en domaine karstique et celles retenues ici en rouge (modifié d'après Chalikakis et al. 2011)	72
Figure 45 :	Dispositif d'EMH (d'après un cours de B. Giroux et M. Chouteaux)	75
Figure 46 :	Principe de l'EMH (d'après un cours de B. Giroux et M. Chouteaux)	76
Figure 47 :	Cadre récepteur d'EM34 en position verticale	77
Figure 48 :	Points de mesure (EM34)	77
Figure 49 :	Schéma du dispositif de mesure de potentiel spontané (PS) d'après (Naudet 2004)	79
Figure 50 :	Dispositif de mesure de potentiel spontané employé sur le terrain	80
Figure 51 :	Localisation des points de mesure de Potentiel Spontané	80
Figure 52 :	Schéma de la double couche électrique	81
Figure 53 :	Carte de potentiel spontané mettant en évidence la présence de bétoires (anomalies A1 et A2)(Jardani et al 2007)	84
Figure 54 :	Principe de la prospection électrique (dispositif Schlumberger)	85
Figure 55 :	Dispositifs de mesure de la résistivité électrique d'un sol, avec C1 et C2 électrodes d'injection (de courant) et P1 et P2 électrodes de mesure (de potentiel)	86
Figure 56 :	Principe de la tomographie électrique en configuration Wenner α (Chalikakis 2006)	88
Figure 57 :	Illustration du dispositif de mesure de tomographie électrique	89
Figure 58 :	Localisation des profils de tomographie électrique	89
Figure 59 :	Exemple d'application de méthode de mise à la masse, couplée à des injections de fumée, en contexte karstique (Nyquist et al 2008)	91
Figure 60 :	Localisation des forages disponibles (avec noms des principaux) et carte géologique	92
Figure 61 :	Synthèse stratigraphique du bassin à partir des forages, dans un axe général Nord-Sud (représenté en pointillé gris sur la Figure 57).	93
Figure 62 :	Localisation des différentes méthodes géophysiques mises en oeuvre	94

Figure 63 :	Cartographie EM34 (gauche: Hv, champ vertical, droite: Hh, champ horizontal)	95
Figure 64 :	Emplacement de la faille de Notre Dame de Gravenchon	96
Figure 65 :	Profils de résistivité effectués	96
Figure 66 :	Profils ERT croisant la faille de Triquerville (a)P3, (b)P2, (c)5, (d)4.	99
Figure 67 :	Profils ERT caractéristiques du bloc Sud (a)P6 (b)3	100
Figure 68 :	Illustration des premières étapes de constructions du modèle	102
Figure 69 :	Sections géologiques créées dans le logiciel MOVE (en rouge, le plan des failles).	103
Figure 70 :	Modèle géologique final avec les horizons	104
Figure 71 :	Modèle géologique avec les géovolumes	105
Figure 72 :	Principe de l'inversion électrique guidée par image (modifiée à partir de Soueid Ahmed et al. 2015)	107
Figure 73 :	Inversion guidée par image pour le cas d'une faille (modifié de Zhou et al. 2014)	108
Figure 74 :	Inversion classique sur un cas synthétique (à g.) et inversion guidée par image (à d.)	108
Figure 75 :	Cartographie du Potentiel spontané dans la zone de la perte du Bébec	110
Figure 76 :	Profil de résistivité et profil de potentiel spontané à la perte du Bébec	111
Figure 77 :	Méthode de Mise-à-la-masse appliquée à la perte	111
Figure 78 :	Schéma bilan des écoulements souterrains dans la zone de la perte	112
Figure 79 :	Cartographie de potentiel spontané pour deux zones d'infiltration	113
Figure 80 :	Profil de résistivité (n°22) avec structure verticale	114
Figure 81 :	Profils de résistivité dans le bloc sud (a) P6, (b) 8	115
Figure 82 :	Images guides pour l'inversion.	115
Figure 83 :	Traçages à la fluorescéine en novembre 2013 (à g.) et à la sulforhodamine en juillet 2013 (à d.), à la perte du Bébec	123
Figure 84 :	Courbes de restitution (originale et déconvoluées) des deux traçages effectués le 1er juillet 2013	124
Figure 85 :	DTS des traçages effectués en 2013 (fluorescéine et sulforhodamine)	126
Figure 86 :	Schéma du cas considéré pour le traçage artificiel	127
Figure 87 :	Simulation de la courbe de restitution du traçage du 24/06/2013	128
Figure 88 :	Vitesse moyenne (en m/h) et temps d'apparition du traceur (h) versus débit (l/s)	129
Figure 89 :	Paramètres de la DTS initiale et de la DTS normée versus débit (l/s)	130
Figure 90 :	Dispersivité estimée vs débit moyen	130
Figure 91 :	Largeur de la DTS versus dispersivité	131
Figure 92 :	Paramètres des DTS en fonction de la piézométrie dans la nappe de la craie	132
Figure 93 :	Illustration des étapes de réalisation d'une ACP	134
Figure 94 :	Principe de la CAH	135
Figure 95 :	Principe de l'algorithme de régression symbolique(Schmidt and Lipson 2009)	137
Figure 96 :	Norville karstic system (modified from Massei, 2003)	140
Figure 97 :	Breakthrough curve (tracer test n°10, 200 g of fluoresceine).	141
Figure 98 :	Normalized Residence Time Distribution curves	142
Figure 99:	Variables of the PCA (a) and tracer tests (b) in the factorial space F1-F2-F5	150
Figure 100 :	Partitioning around medoids (a) and cluster dendogram (b)	152

Figure 101 :	Boxplot of the variances, with groups	153
Figure 102 :	Observed versus predicted plot for RTD parameters A, l, c and dispersivity alp	155
Figure 103 :	Validation tracer test: simulated and observed RTD curves	155
Figure 104 :	Simulated RTD in extreme and average conditions	156
Figure 105 :	Modèle conceptuel de la géométrie et des flux dans un conduit karstique, Geyer 2007 166	
Figure 106 :	Débits observés à la source de Norville (qs) et à la perte du Bébec (qb)	173
Figure 107 :	Hauteur dans la Ravine lors d'un débordement et débit du Bébec associé(Massei 2001)	174
Figure 108 :	Rbo, Rapport entre le débit à la perte et à la source	175
Figure 109 :	Volumes cumulés à la source (Vsource) et à la perte (Vbébec)	176
Figure 110 :	Pluviométrie P et débit à la source Qs	176
Figure 111 :	Ajustement des courbes de récessions pour trois événements	179
Figure 112 :	Corrélogrammes des chroniques de pluviométrie P, débit du Bébec Qb et débit à la source Qs	185
Figure 113 :	Ondelette mère et ondelettes filles	186
Figure 114 :	Exemple d'ondelettes mères usuelles (Labat et al 2000c)	189
Figure 115 :	Etapes de l'EMD (modifié d'après Kim and Oh (2009)	191
Figure 116 :	Analyse multi-résolution de la pluie et du débit observé à la source (Daubechies 8) 192	
Figure 117 :	Spectre en ondelettes de la pluie horaire (2013-2015)	193
Figure 118 :	Spectre en ondelettes du débit du Bébec (2013-2015)	193
Figure 119 :	Spectre en ondelettes du débit à la source (2013-2015)	194
Figure 120 :	Spectre en ondelettes de la piézométrie (1999-2015)	195
Figure 121 :	Comparaison entre les décompositions par ondelettes et par EEMD	196
Figure 122 :	Structure initiale de KARSTMOD (version 1.2.8)	198
Figure 123 :	Simulation KARSTMOD, configuration de type 6.	202
Figure 124 :	Résultat de la simulation optimale avec la série filtrée	204
Figure 125 :	Configuration de KARSTMOD version 1.4.8	206
Figure 126 :	Configuration optimale pour les simulations à la source	207
Figure 127 :	Série de débit simulé optimale pour le site de Norville	207
Figure 128 :	Amélioration de la simulation de débit sur le site de Radicatel	210
Figure 129 :	Amélioration des simulations sur le système de Barton Springs (observé en vert et simulé en bleu)	211
Figure 130 :	Variation de hauteur d'eau dans le réservoir E	212
Figure 131 :	Variation de hauteur d'eau dans le réservoir C	212
Figure 132 :	Variation de hauteur d'eau dans le réservoir M	213
Figure 133 :	Variation de hauteur d'eau dans le réservoir L	213
Figure 134 :	Débits internes du modèle	214
Figure 135 :	Débits internes issus du réservoir E	215
Figure 136 :	Intercorrélation entre le signal de pluie et les débits internes	216
Figure 137 :	Graphiques des débits internes (QQplot)	218

Figure 138 :	Pentes des exposants spectraux en échelle bilogarithmique en domaines gaussien et brownien (Hardy and Beier 1994 in Fournillon 2013)	220
Figure 139 :	Spectre de Fourier de la pluviométrie	220
Figure 140 :	Spectre de Fourier des débits observés et simulés	221
Figure 141 :	Spectres de Fourier de Qbébec, qEC, qMC et qCS (bi-log)	222
Figure 142 :	Evolution des pentes des spectres de Fourier des débits internes à la traversée du modèle	223
Figure 143 :	Analyse multi-résolution du débit simulé comparée au débit observé (Daubechies 8)	225
Figure 144 :	Comparaison entre les détails et IMFs pour le débit simulé	226
Figure 145 :	Résidu de l'EEMD	227
Figure 146 :	Résidu de l'analyse multirésolution	227
Figure 147 :	Comparaison entre qMS et la somme partielle des détails de Qsim	228
Figure 148 :	Comparaison entre qCS et la somme partielle des détails de Qsim	229
Figure 149 :	Comparaison entre q _{EC} en rouge et la somme partielle des détails qsim en bleu	229
Figure 150 :	Schéma de synthèse du spectre de Fourier associé aux sommes de détails de l'AMR	232
Figure 151 :	Débit qMC (échange matrice-conduit) en m ³ /s	233
Figure 152 :	Séparation de qMC	233
Figure 153 :	Volumes cumulés de qMC+ et qMC- (en m ³)	234
Figure 154 :	Autocorrélations de q _{MC+} (à g.) et de q _{MC-} (à d.)	235
Figure 155 :	Intercorrélation entre q _{MC+} et q _{MC-}	235
Figure 156 :	Intercorrélation entre qMC- et Qbébec	236
Figure 157 :	Intercorrélation entre qMC+ et Qbébec	237
Figure 158 :	Comparaison entre le débit qMC et la somme partielle des détails de Qsim	237
Figure 159 :	Comparaison entre q _{MC+} et la somme partielle des détails de Qsim	238
Figure 160 :	Comparaison entre qMC- et la somme partielle des détails de Qsim	238
Figure 161 :	Comparaison entre la hauteur dans L hL et la piézométrie dans la nappe de la craie hf	242
Figure 162 :	Pluie, débit simulé (m ³ /s), conductivité et turbidité pour la période 2b	244
Figure 163 :	Conductivité, turbidité, et débits qMC+ et qMC- (en m ³ /s) pour la période 2b	244
Figure 164 :	Pluie, débit simulé et conductivité pour la période 5	245
Figure 165 :	Conductivité et débits qMC+ et qMC- pour la période 5	245
Figure 166 :	Intercorrélation entre la conductivité et qMC+ pour la période 5	246
Figure 167 :	Pluie, débit simulé, conductivité et turbidité pour la période 2c	247
Figure 168 :	Conductivité, température, débits qMC+ et qMC- pour la période 2c.	247
Figure 169 :	Modèle géologique 3D de la zone d'étude	253
Figure 170 :	Schéma conceptuel bilan du système et des types d'infiltration	254
Figure 171 :	Schéma bilan de l'échange matrice-conduit lors d'une crue	257
Figure 172 :	Hypothèses d'emplacement des conduits	258
Figure 173 :	Synthèse des questionnements et éléments de réponses associés	260
Figure 174 :	Piézométrie dans la nappe de la craie (1999-2015)	261

Figure 175 : Bakalowicz	Termes négligés par le modèle à réservoirs par rapport au modèle conceptuel de	263
Figure 176 :	Hypothèses expliquant différents modes dans les courbes de restitution	264
Figure 177 :	Proposition de modification de Karstmod	266
Figure 178 : 2013)	Modèle de simulation distribuée dans un système karstique synthétique (De Rooij,	268

TABLE DES TABLEAUX

Tableau 1 :	Principales causes de détérioration du milieu karstique et leurs effets (traduit à partir de Gutierrez et al. 2014)	19
Tableau 2:	Quelques valeurs du facteur géométrique K selon les dispositifs	87
Tableau 3 :	Synthèse des forages retenus pour le modèle	101
Tableau 4:	Résultats des traçages à la fluorescéine, temps et vitesses caractéristiques, débit.	126
Tableau 5 :	Paramètres des DTS initiales	127
Tableau 6 :	Dispersivité calculée lors des traçages	129
Tableau 7 :	Table 1. Environmental parameters for each of the 14 tracer tests	144
Tableau 8 :	Table 2. Summary of conditions applying for each tracer test (numbered from 1 to 14)	145
Tableau 9 :	Table 3. : Parameters of the response of the aquifer for each tracer test	146
Tableau 10 :	Volumes estimés du système-traçage	163
Tableau 11 :	Longueur (m) et section A (m ²) estimées des conduits.	164
Tableau 12 :	Cumuls des pluies, ETP et des débits	177
Tableau 13 :	Paramètres de l'analyse des récessions de Mangin	180
Tableau 14 :	Synthèse des tests effectués.	201
Tableau 15 :	Performances de Karstmod pour simuler les chroniques filtrées	204
Tableau 16 :	Paramètres du modèle pour la simulation optimale	208
Tableau 17 :	Coefficients et lag d'intercorrélation entre le signal de pluie et les débits internes	217
Tableau 18 :	Coefficients et lag d'intercorrélation avec Qsim	217
Tableau 19 :	Ruptures de pente (coefficient β) des spectres de Fourier	224
Tableau 20 :	Comparaison entre les détails de l'analyse multirésolution de qsim et qobs	225
Tableau 21 :	Corrélations entre IMF de l'EEMD et détails de décomposition par ondelettes pour qsim	226
Tableau 22 :	Fréquences de l'analyse multirésolution	230
Tableau 23 :	Intercorrélation entre qMC+ et qMC- par période	236
Tableau 24 :	Récapitulatif des événements étudiés	243
Tableau 25 :	Intercorrélation entre la conductivité et différents débits observés et simulés	246
Tableau 26 :	Interprétation d'une crue	248

ANNEXES

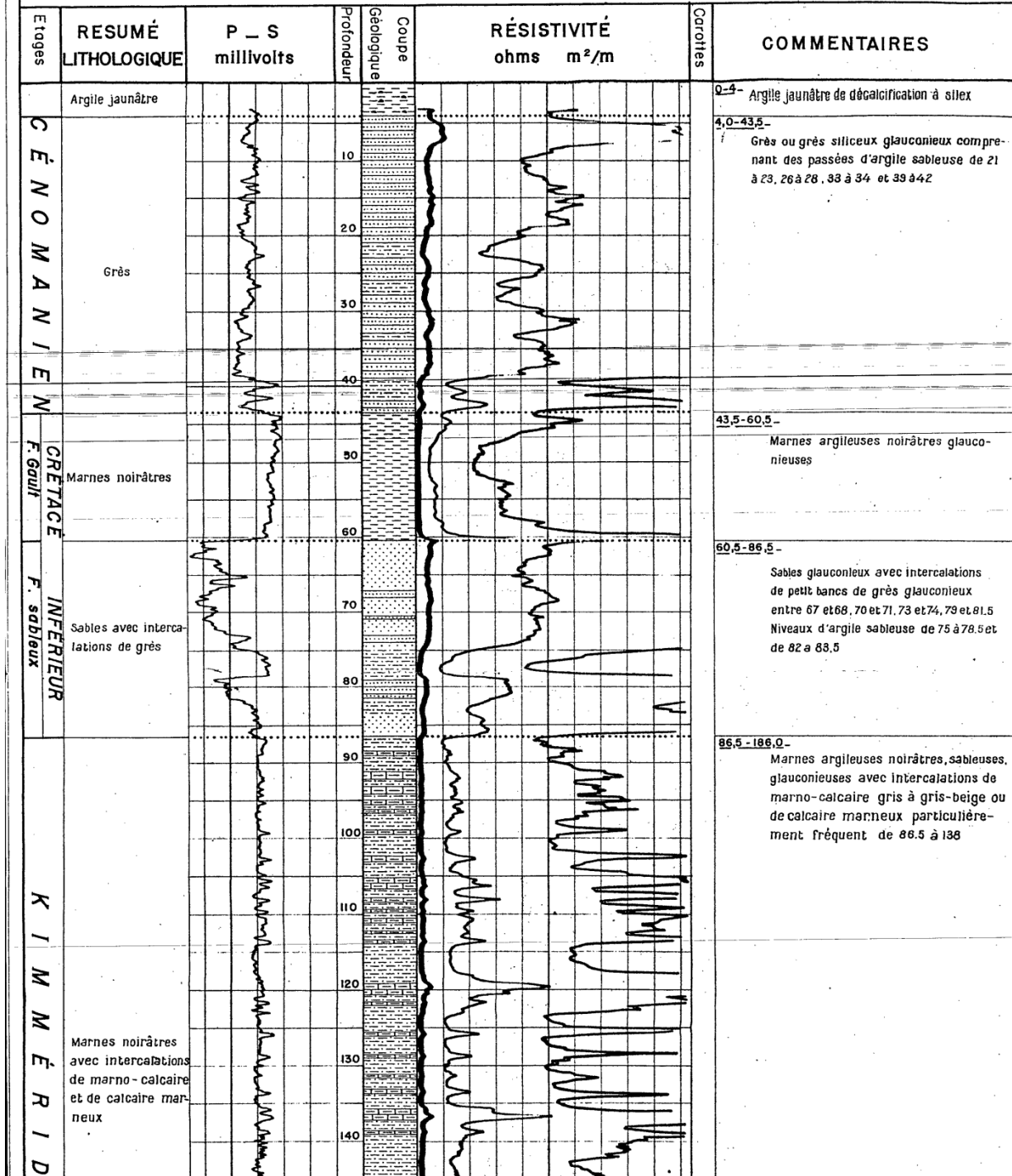
ANNEXE 1 : FORAGES	298
ANNEXE 2 : PROFILS ELECTRIQUES COMPLEMENTAIRES	300
ANNEXE 3 : VALEURS DES COEFFICIENTS DES EQUATIONS ENTRE PARAMETRES DE LA REPOSE ET VARIABLES ENVIRONNEMENTALES	304
ANNEXE 4 : ANALYSE MULTIRESOLUTION DU BEBEC ET INTERCORRELATIONS AVEC QSIM	305
ANNEXE 5 : KARSTMOD : GRAPHIQUES COMPLEMENTAIRES	306
ANNEXE 6 : GRAPHIQUES CONDUCTIVITE, TURBIDITE, QMC, PLUIE ET QSIM POUR LES EVENEMENTS	308

Annexe 1 : Forages

Extrait du log fondamental « Villequier 9 » réalisé le 22/03/1956 par la Compagnie des pétroles, profondeur atteinte 227 m.

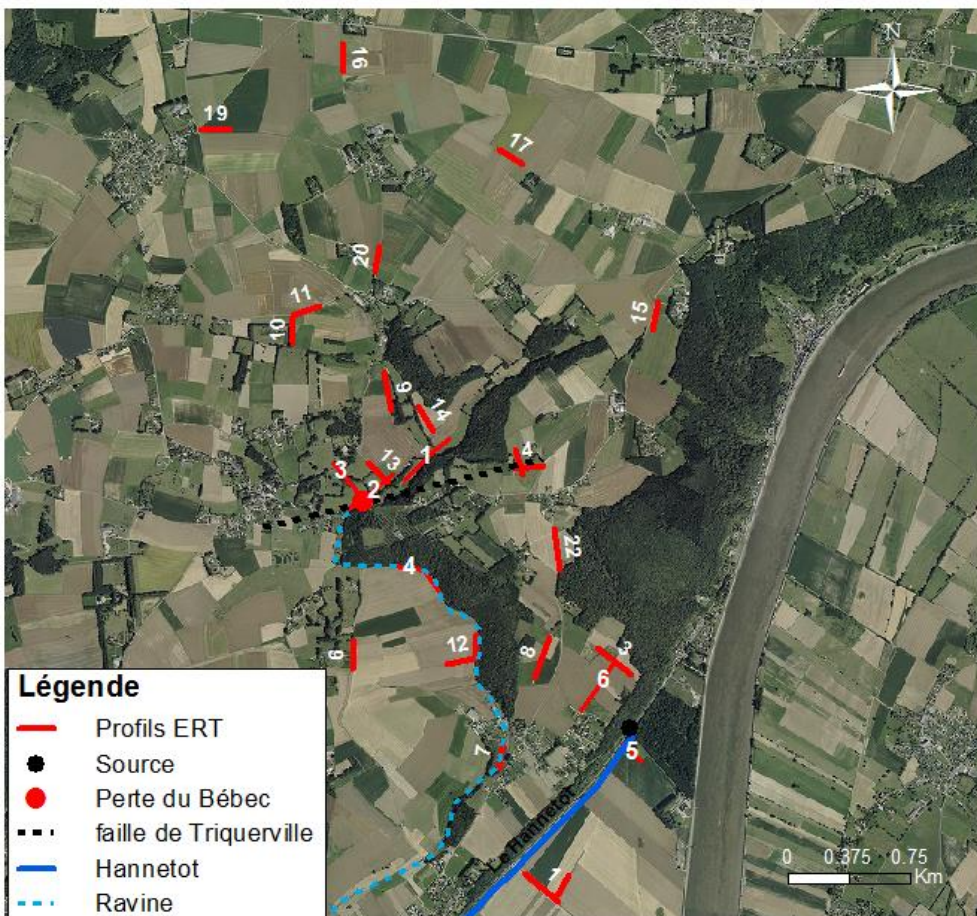
Voir page suivante.

Echelle: $\frac{1}{500}$



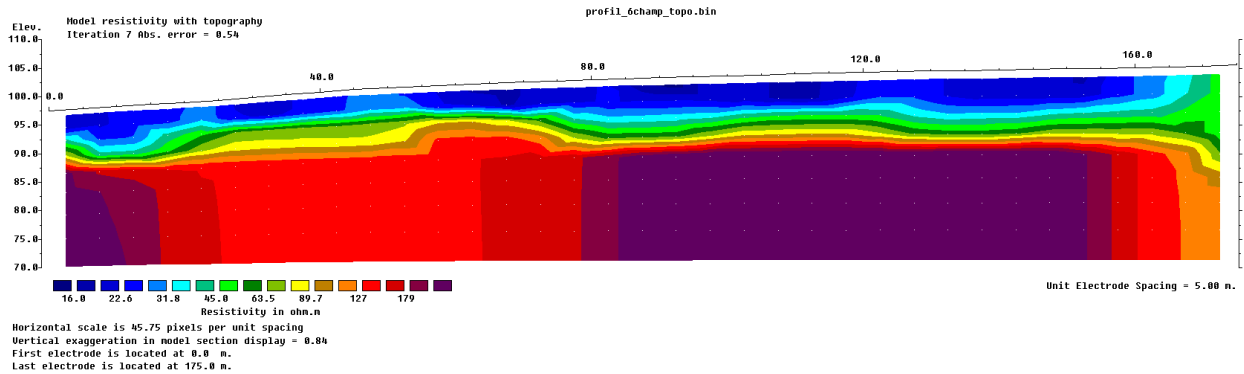
Annexe 2 : Profils électriques complémentaires

L'emplacement des profils est récapitulé à nouveau dans la figure ci-dessous, avant qu'une sélection complémentaire de profils caractéristiques de chacune des zones soit présentée.

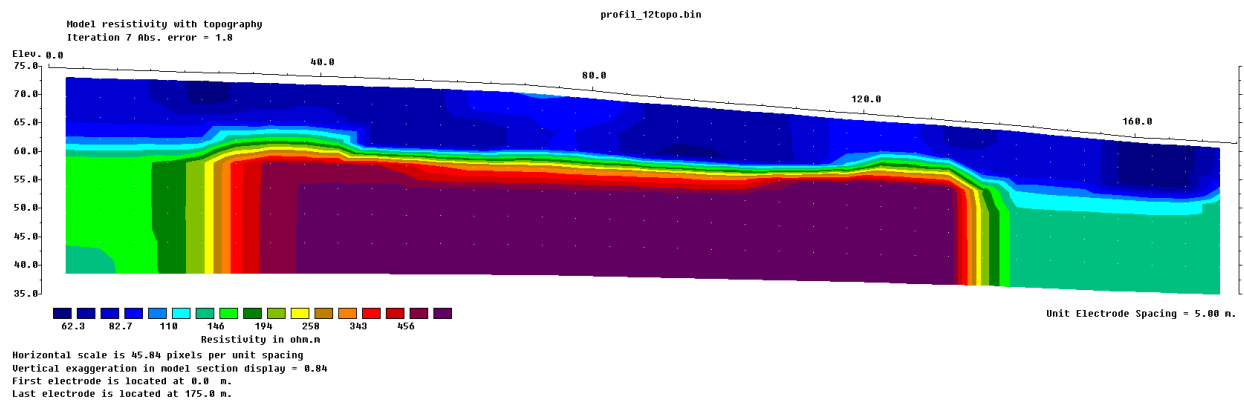


- Profils situés dans le bassin intermédiaire (bloc Sud)

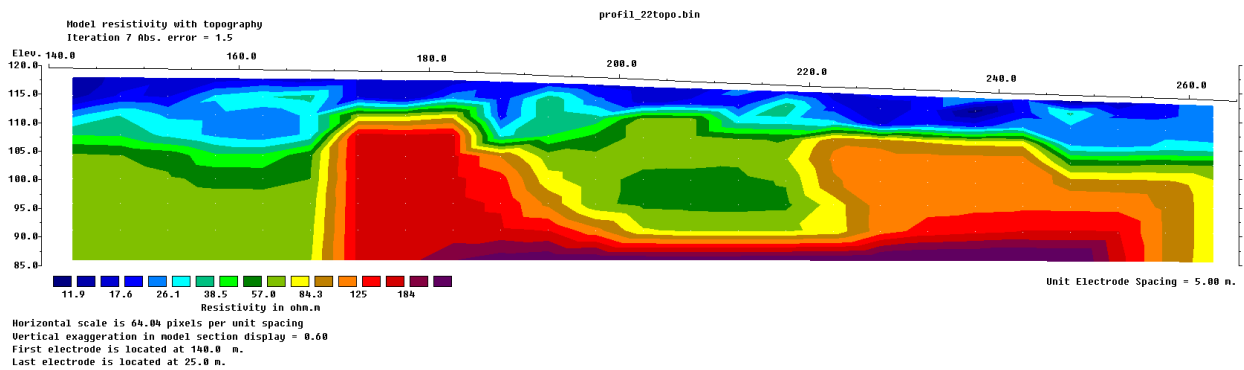
Profil 6 (craie et argiles à silex):



Profil 8 (craie et argiles à silex) :

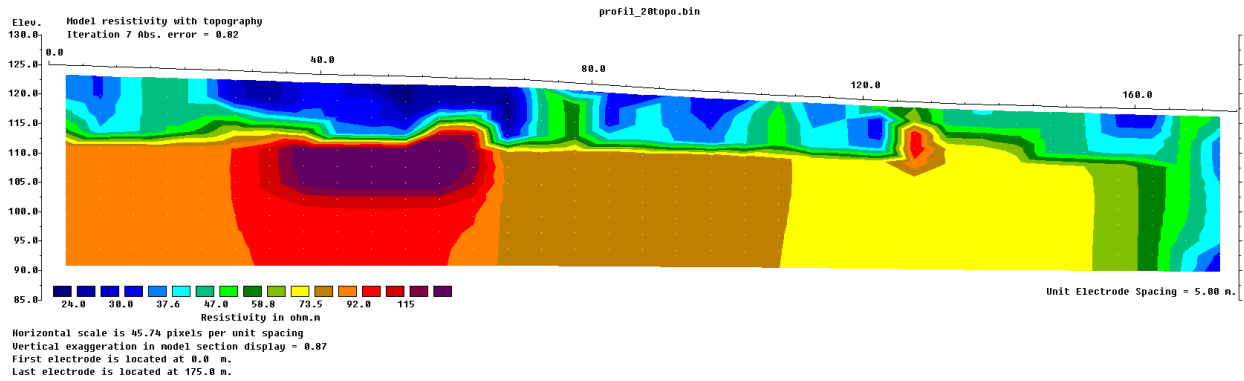


Profil 22 (craie et argiles à silex, avec structure verticale – infiltration)

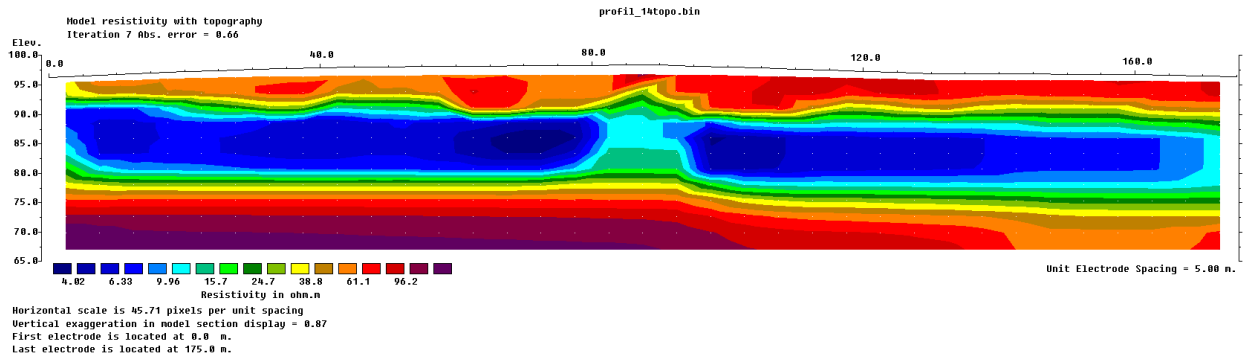


- Profils du Bloc Nord

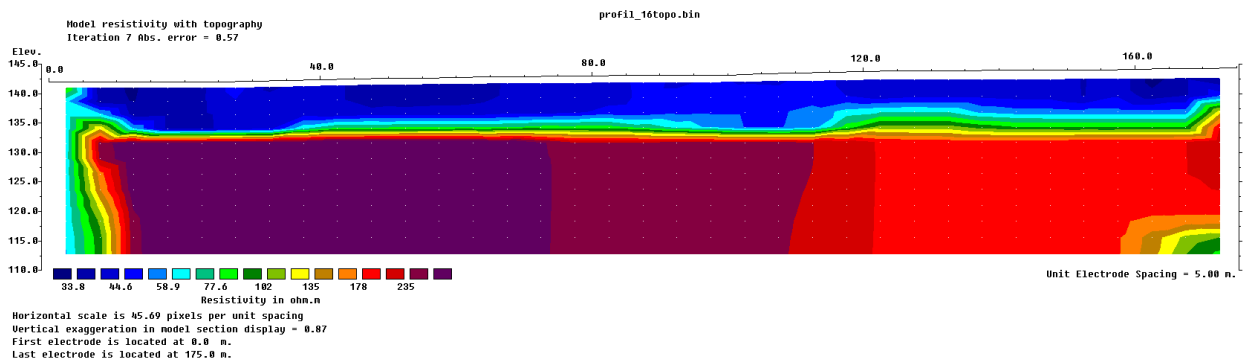
Profil 20 : Argiles de Gault et Crétacé inférieur.



Profil 14 (à quelques centaines de mètres au nord de la faille) : Limons, Argiles de Gault et Crétacé inférieur

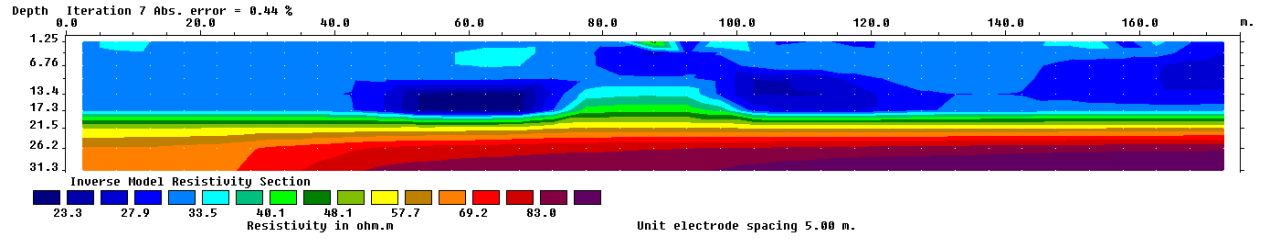


Profil 16 (le plus au Nord) : Argiles à silex et Craie sénonienne

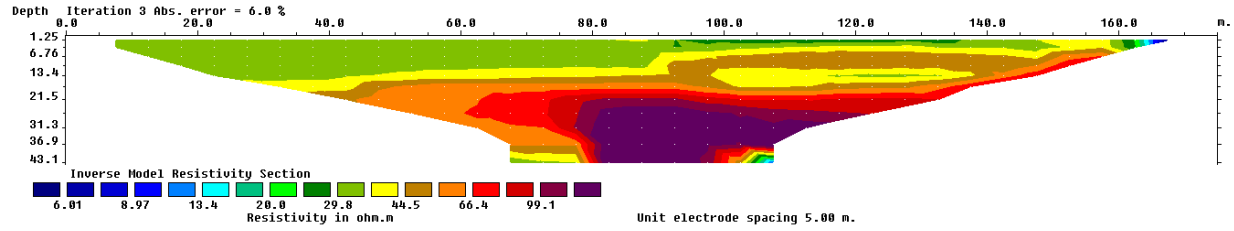


- Profils en aval de la Source, proches de la Seine

Profil 1 (alluvions et craie sénonienne) :



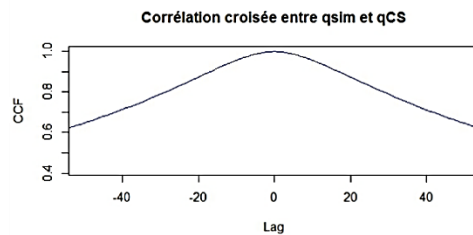
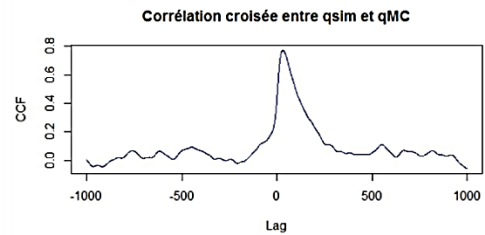
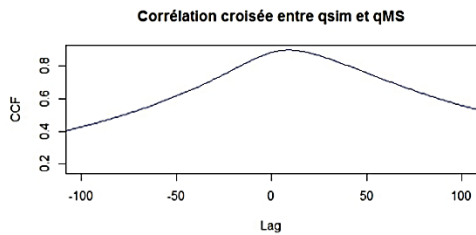
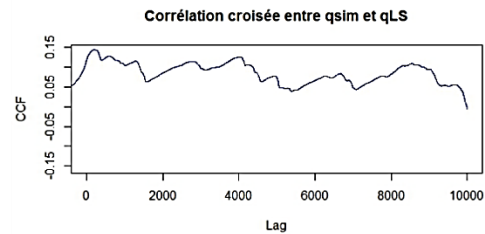
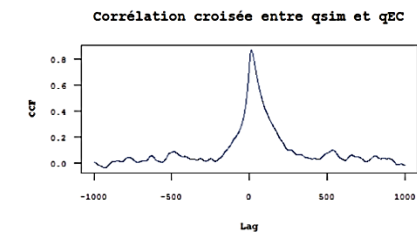
Profil 5 : Alluvions et Craie sénonienne :



Annexe 3 : Valeurs des coefficients des équations entre paramètres de la réponse et variables environnementales

Equations et performance	
Solution	$A = 65434 + 48761 \cdot \text{mar} + 2137 \cdot \text{pf} \cdot \text{P7j} + 0.0011 \cdot \text{qmoy} \cdot \text{mar}^3 + 0.0121 \cdot \text{hs} \cdot \text{P7j} \cdot \text{mar}^2 - 100415 \cdot \text{P7j} - 1058 \cdot \text{pf} \cdot \text{mar}$
R ² Goodness of Fit	0.9516753
Solution	$C = 1316948 + 8954 \cdot \text{Pant} + 10.01 \cdot \text{P7j}^2 - \text{qmoy} - 1413 \cdot \text{hs} - 26181 \cdot \text{pf} - 1084 \cdot \text{Pant}^2$
R ² Goodness of Fit	0.9756578
Solution	$I = 233610 \cdot \text{hs} + 247 \cdot \text{Pant} + 170 \cdot \text{mar} + 754 \cdot \text{pf} \cdot \text{P7j} + 262 \cdot \text{hs} \cdot \text{P7j} - 37295 \cdot \text{P7j} - 4735 \cdot \text{hs} \cdot \text{pf} - 1230 \cdot \text{hs}^2$
R ² Goodness of Fit	0.98130865
Solution	$\alpha = 0.132 \cdot \text{qmoy} + 17.83 \cdot \text{hs} \cdot \text{Ppost} + 0.18 \cdot \text{hs} \cdot \text{mar} - 35 \cdot \text{Ppost} - 0.006 \cdot \text{hs} \cdot \text{mar} \cdot \text{P7j} - 0.025 \cdot \text{mar} \cdot \text{Ppost} \cdot \text{hs}^2$
R ² Goodness of Fit	0.95564084
Solution	$\text{Amp} = 0.017 \cdot \text{Ppost} + 0.0018 \cdot \text{P7j} \cdot \text{Pant} + 1.75 \cdot 10^{-5} \cdot \text{pf} \cdot \text{qmoy}^2 - 0.019 - 0.019 \cdot \text{Pant} - 0.0019 \cdot \text{P7j} \cdot \text{Ppost} - 7 \cdot 10^{-4} \cdot \text{qmoy}^2$
R ² Goodness of Fit	0.99239097
Solution	$\text{Amp} = 6 \cdot 10^{-4} + 1.23 \cdot \text{mar} + 3 \cdot 10^{-4} \cdot \text{pf} \cdot \text{qmoy} + 5 \cdot 10^{-4} \cdot \text{mar} \cdot \text{pf}^2 + 3 \cdot 10^{-7} \cdot \text{qmoy} \cdot \text{P7j}^2 - 0.012 \cdot \text{qmoy} - 0.05 \cdot \text{pf} \cdot \text{mar} - 5.9 \cdot 10^{-6} \cdot \text{P7j}^2 - 3.30 \cdot 10^{-7} \cdot \text{hs} \cdot \text{mar} \cdot \text{P7j}$
R ² Goodness of Fit	0.99951045

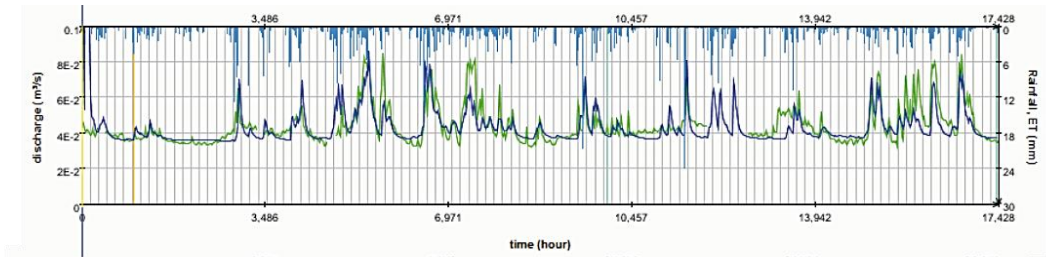
Annexe 4 : Analyse Multirésolution du Bébec et intercorrélations avec qsim



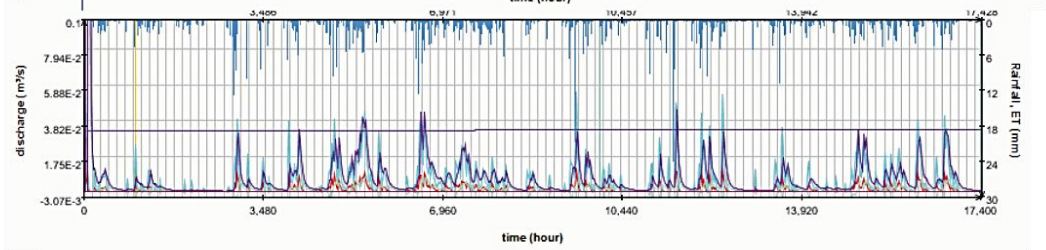
Annexe 5 : Karstmod : graphiques complémentaires

- 1 : Débit simulé en bleu, observé en vert
- 2 : Débits internes (qEM en rouge, qEC en bleu turquoise, qMC en bleu clair, qCS en violet)
- 3 : Bilan de masse
- 4 : Différence entre débit simulé et débit observé
- 5 : Variation de hauteur d'eau dans l'épikarst
- 6 : Volumes cumulés
- 7 : Débit simulé versus débit observé

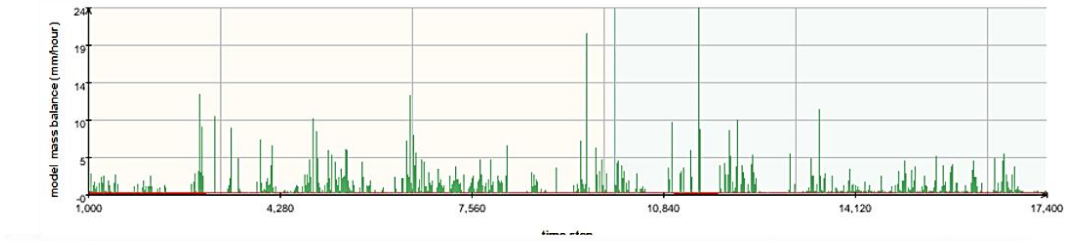
1



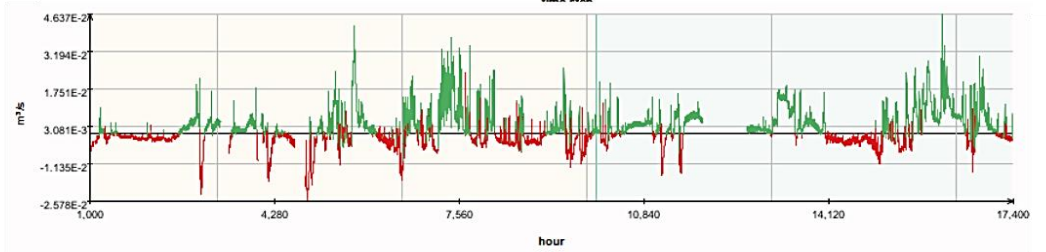
2



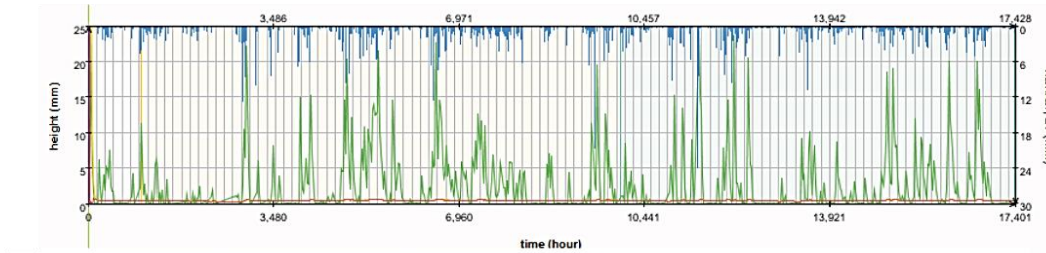
3



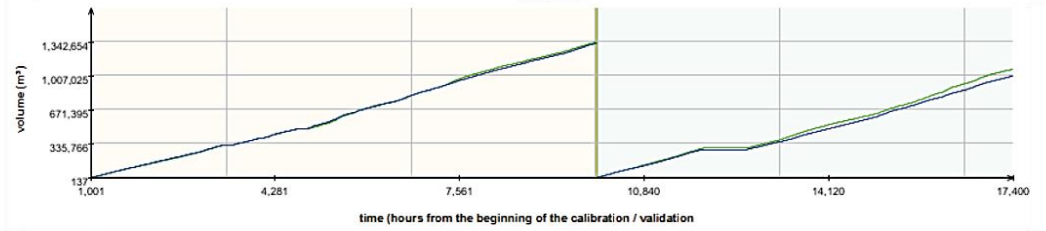
4



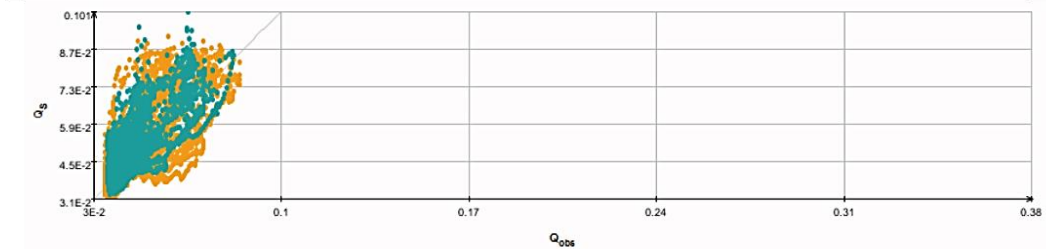
5



6

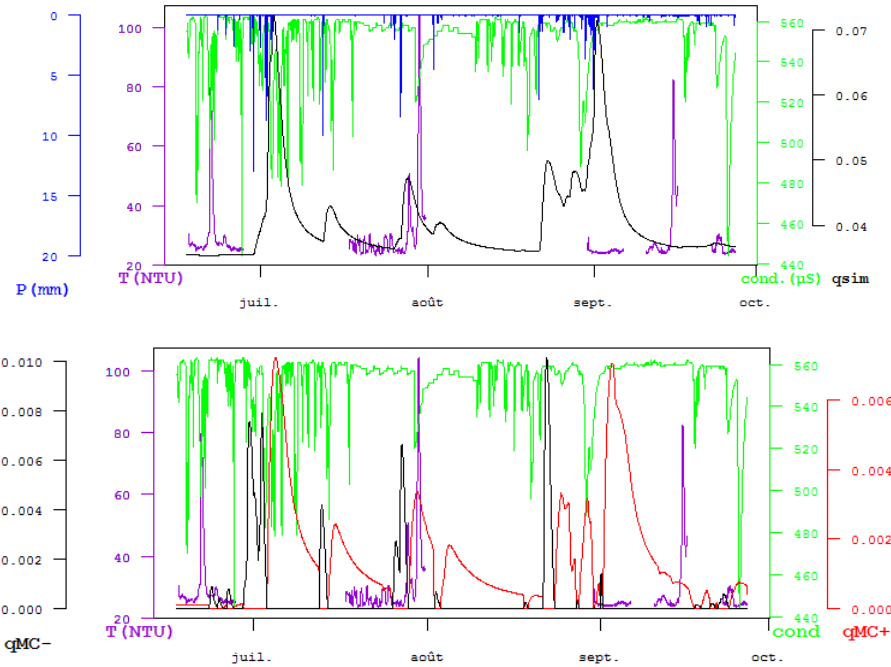


7

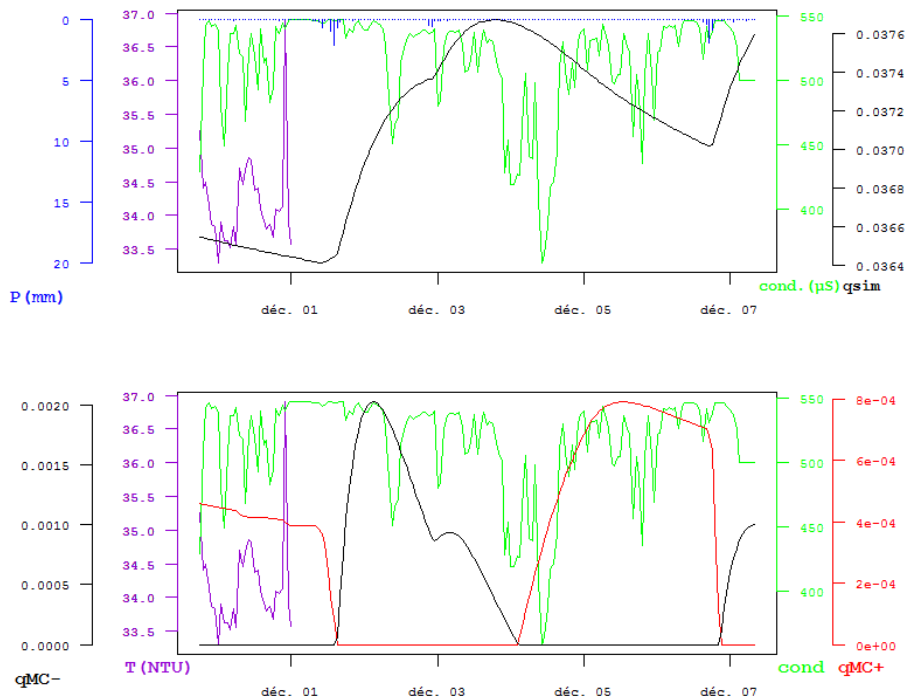


Annexe 6 : Graphiques conductivité, turbidité, qMC, pluie et Qsim pour les événements

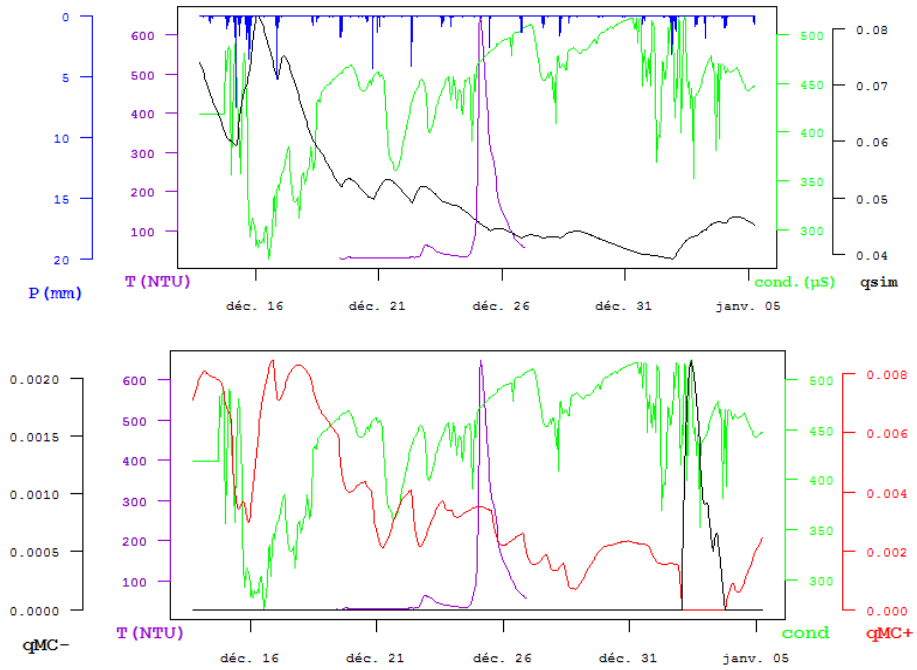
Événement 1 :



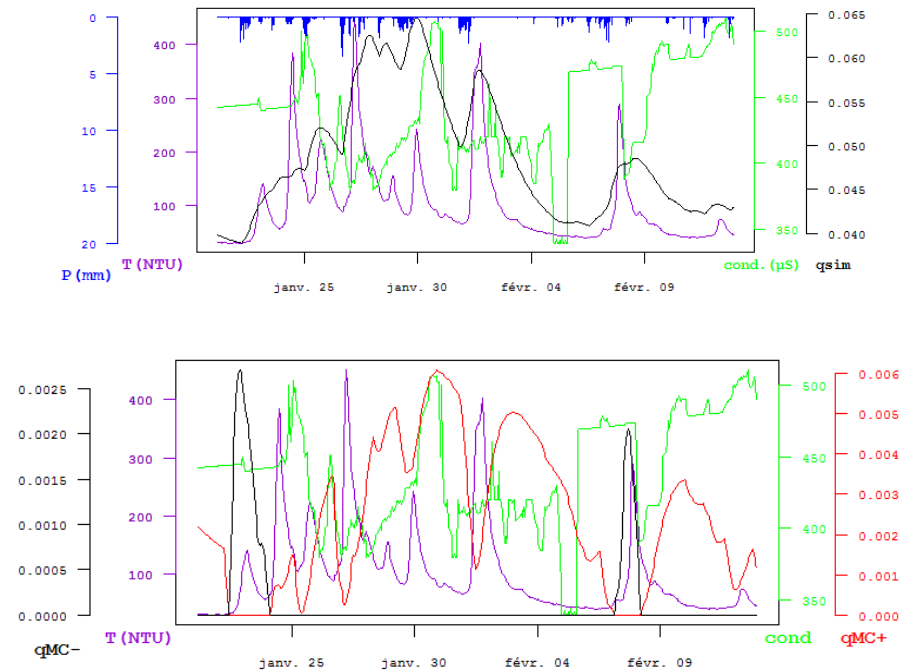
Événement 2a :



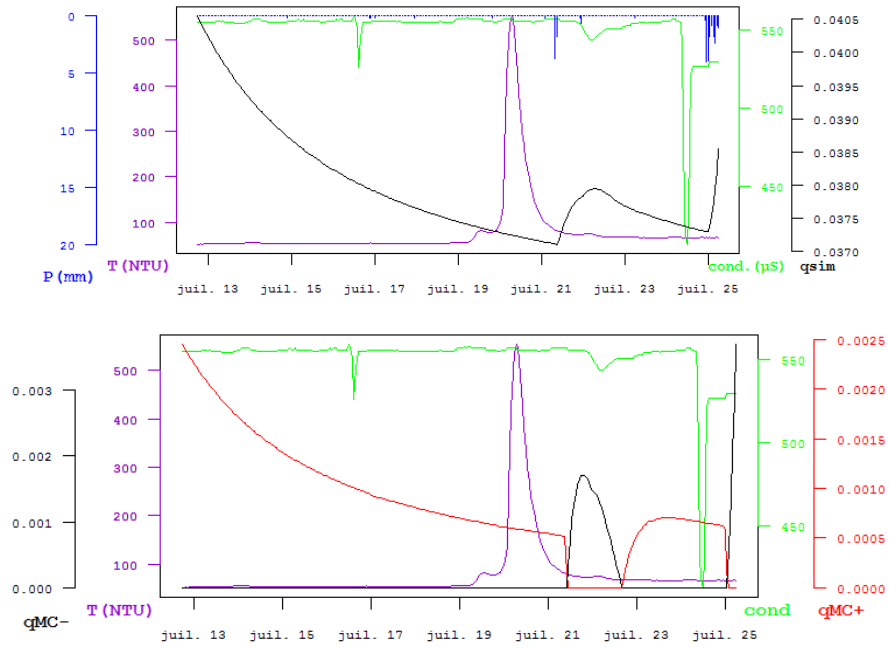
Evénement 2b :



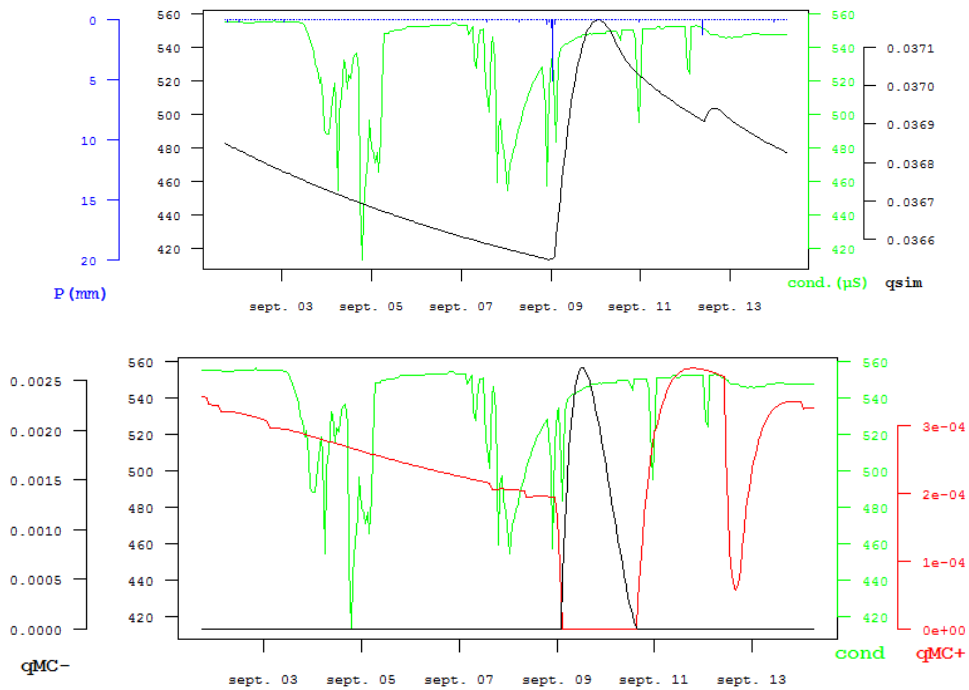
Evénement 2c :



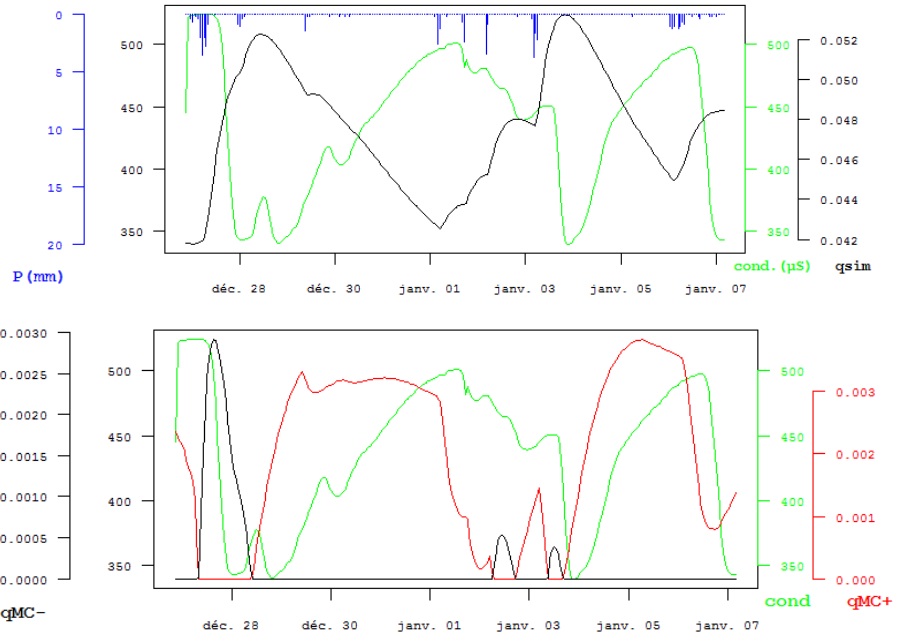
Evénement 3



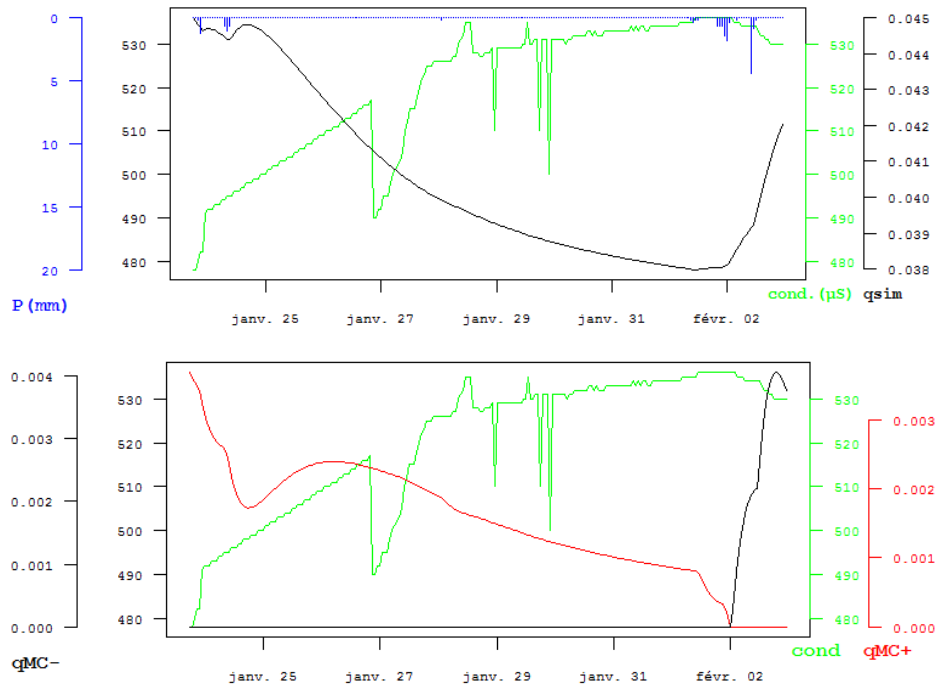
Evénement 4



Événement 5



Événement 6



Abstract

Karstic aquifers are complex systems whose study is particularly essential for water management worldwide. Their structure and functioning has been studied for decades using various methods, in order to understand their infiltration patterns, the way they react to rainy events, how does their genesis occurs, and how to estimate their underground resources (among many other questions).

The aim of this thesis is to improve the understanding of relationships between the hydrological response at the outlet, and the general functioning of the karstic system. We used a multi-approach on a small study site: Norville karstic system (Normandy, France), part of the French National Karst Observatory (INSU-CNRS). Geophysics methods, tracer tests, statistical methods, rainfall-runoff modelling and signal analysis were used on this sinkhole-spring and under-cover system.

We built a 3D geological model using geophysical and geological data. The different patterns of infiltration through the basin were described. Then the variations of the response of the system were assessed using a tracer tests campaign and statistical methods. A model of simulation of the response was proposed, based upon a symbolic regression algorithm. Rainfall-runoff modelling and signal analysis were used together to study the ability of time series analysis approaches to extract meaningful components of karst spring hydrographs. The reservoir model (KARSTMOD) comprised four reservoirs E, L, M and C (interpreted as epikarst, high-inertia/highly capacitive matrix, fissure network and conduits). Some internal discharges were compared to measured time series at the spring (conductivity and turbidity). They showed some interesting correlations. This suggests that the reservoir model is partly able to reproduce some internal functioning of the karst system. KARSTMOD internal flow components were compared to statistical components extracted from spring discharge by wavelet multiresolution analysis and summed. The sums of details from the multiresolution analysis (starting from a cut-off frequency visible in the Fourier spectrum of the spring discharge) were well correlated to the internal discharges of the model, and as well with the measured time series.

These results, combined with the previous physical and statistical characterization of the system, lead to a detailed interpretation of the behavior of the karst system, in particular of the exchange between conduits and surrounding matrix. The reservoirs E and M were also shown to have a major influence on the way the outlet signal acquires its frequency characteristics.

This study suggests that both statistical components extracted from a discharge signal of a karst spring and modular reservoir model internal components can provide meaningful hydrological information. Comparison with a physics-based model would however be required in order to complement these results.

RESUME

Les aquifères karstiques sont des systèmes complexes, au centre d'enjeux cruciaux pour la gestion de l'eau potable dans le monde. Leur structure et leur fonctionnement sont étudiés depuis des décennies à l'aide de multiples méthodes, visant à étudier leurs caractéristiques d'infiltration, à comprendre leur réponse aux événements pluvieux et leurs mécanismes de développement, à estimer leurs ressources, parmi de nombreuses autres questions qu'ils soulèvent.

L'objectif principal de ces travaux de thèse est d'améliorer la compréhension des relations entre les réponses hydrologiques mesurées à l'exutoire et le fonctionnement hydrologique des systèmes karstiques, grâce à la mise en œuvre de différentes approches d'étude. Dans ce cadre, cette thèse s'appuie sur un site pilote du Service National d'Observation du Karst (INSU, CNRS), le site karstique de Norville, situé en Normandie (France). Ce site, typique des karsts de la craie, est un karst sous couverture, ce qui lui confère certaines particularités, en termes de processus d'infiltration notamment. L'approche choisie a consisté à mettre en relation les résultats produits par différentes méthodes : géophysique, essais de traçages, méthodes statistiques, modélisation conceptuelle à réservoirs et analyse du signal (en particulier techniques de décomposition). Ces deux dernières méthodes ont été utilisées de manière combinée, entre autres dans le but d'étudier et discuter les potentialités de l'analyse du signal à l'exutoire pour l'interprétation du fonctionnement hydrologique d'un système.

Les méthodes géophysiques ont permis de caractériser la structure du bassin du système karstique, avec la mise en place d'un modèle géologique 3D. Elles ont aussi permis de décrire les dynamiques multi-infiltrations à l'œuvre sur le bassin. Les modalités de variation de la réponse du système karstique ont ensuite été étudiées à l'aide d'une approche statistique multidimensionnelle basée sur de nombreuses données de traçages. Les variables exerçant les forçages prédominants sur le système ont été identifiées (piézométrie et marée). Une méthode a été proposée pour la simulation de la forme de la réponse, à partir d'un algorithme d'apprentissage statistique. Enfin, une modélisation pluie-débit du système a été réalisée en utilisant le logiciel KARSTMOD, et ses résultats ont été confrontés à ceux de l'analyse du signal temporel hydrodynamique à l'exutoire. Une bonne corrélation a été observée entre certains des débits internes du modèle et des chroniques mesurées (conductivité et turbidité). Ce résultat laisse supposer une certaine capacité du modèle conceptuel à reproduire en partie les dynamiques internes du système karstique et ouvre ainsi des possibilités d'interprétation. En parallèle, les méthodes de décomposition du signal ont été appliquées au débit de la source. Les signaux sommés obtenus montrent de bonnes corrélations avec les débits internes du modèle. Ces analyses, combinées à la caractérisation physique et statistique évoquées plus haut, ont conduit à poser une nouvelle interprétation du fonctionnement du système, avec en particulier la conceptualisation des échanges matrice-conduit. Le rôle des différents réservoirs du modèle dans l'acquisition des caractéristiques spectrales du signal de débit à la source a été mis en lumière : le réservoir d'interception E joue un rôle prédominant dans la modification du signal, ainsi que le réservoir M « matrice connectée ».
