



HAL
open science

Quantification et réduction des incertitudes associées aux modèles hydrodynamiques de gestion quantitative des eaux souterraines

Hugo Delottier

► **To cite this version:**

Hugo Delottier. Quantification et réduction des incertitudes associées aux modèles hydrodynamiques de gestion quantitative des eaux souterraines. Hydrologie. Université Bordeaux Montaigne, 2017. Français. NNT: . tel-01584445v1

HAL Id: tel-01584445

<https://hal.science/tel-01584445v1>

Submitted on 8 Sep 2017 (v1), last revised 29 Sep 2017 (v2)

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

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

THÈSE DE DOCTORAT
DE L'UNIVERSITÉ BORDEAUX MONTAIGNE

Discipline : Géosciences

Spécialité : Hydrogéologie

École doctorale Montaigne Humanités (ED 480)

présentée par

Hugo DELOTTIER

pour obtenir le grade de :

Docteur de l'Université Bordeaux Montaigne

**Quantification et réduction des incertitudes associées aux
modèles hydrodynamiques de gestion quantitative des eaux
souterraines**

M.	ALAIN DUPUY	Directeur de Thèse
M.	ALEXANDRE PRYET	Co encadrant

Soutenu le 14 juin 2017 devant le jury composé de :

M.	EMMANUEL MOUCHE	Président du Jury
M.	JEAN-CHRISTOPHE MARÉCHAL	Examineur
M.	JEAN-MICHEL LEMIEUX	Rapporteur
M.	JULIO GONCALVES	Rapporteur

Résumé

La gestion durable des aquifères est une problématique grandissante depuis la fin du 20^{ème} siècle. Une revue bibliographique a été réalisée pour faire l'inventaire des travaux existants et identifier les principaux concepts de la gestion durable. L'exploitation d'une ressource en eau souterraine est qualifiée de durable lorsque la *capture* des flux environnementaux est considérée comme acceptable sur le long terme. La modélisation hydrodynamique s'impose comme un outil indispensable pour remplacer une gestion réactive par une approche anticipative.

Les paramètres hydrodynamiques qui caractérisent un aquifère et contrôlent les variables de sorties des modèles hydrodynamiques sont souvent mal connus. Ces paramètres sont donc estimés par ajustement à des données observées telles que les charges hydrauliques ou les débits en rivière. La résolution de ce problème inverse souffre de la non-unicité de la solution optimale. Malgré cela, l'approche communément utilisée demeure le plus souvent déterministe. Après une série d'entretiens avec des gestionnaires locaux, il semble que cette problématique soit méconnue et rarement considérée dans les modèles opérationnels de gestion, qui conditionnent pourtant les décisions réglementaires. Les temps de calculs élevés ainsi que l'incertitude liée à la définition des variables de décision est sans doute un frein à l'application des algorithmes dédiés à l'estimation des paramètres et à la quantification des incertitudes paramétriques.

L'élaboration d'un modèle hydrodynamique synthétique de gestion à portée pédagogique a permis d'illustrer qu'avec les pratiques actuelles, la non-unicité de la solution implique une forte incertitude prédictive. Dans ce contexte, le modèle ne permet pas de définir les choix de gestion. Une approche simplifiée pour la quantification des incertitudes (analyse linéaire) est présentée comme une alternative pragmatique à des méthodes stochastiques inapplicables pour des modèles opérationnels. L'incertitude prédictive peut être réduite par deux approches complémentaires : (i) l'extension et la diversification des observations utilisées pour l'estimation des paramètres et (ii) l'acquisition d'information complémentaire sur les paramètres. Dans la logique de cette seconde approche, différentes investigations de terrain ont été évaluées pour contraindre la recharge météorique et les propriétés hydrauliques d'un aquifère.

La réalisation d'une station expérimentale pilote composée d'une station météorologique ainsi que d'un dispositif de suivi des écoulements dans la zone non saturée et de l'aquifère libre a permis de disposer de nombreuses observations afin d'évaluer la fiabilité et l'intérêt de différentes méthodes (parfois complémentaires) dont le caractère opérationnel a été privilégié.

La recharge a été estimée à partir d'un modèle vertical couplé sol-surface. Ce modèle a été utilisé afin de quantifier la recharge sur la station pilote avec l'ensemble des données disponibles et de démontrer que, dans le contexte étudié, la tension matricielle apporte suffisamment d'informations afin de contraindre la recharge prédite. Un essai de nappe libre a également été interprété à partir d'une solution analytique qui a permis de prendre en considération le drainage progressif de la zone non saturée afin notamment de ne pas sous estimer la porosité de drainage. Cette dernière, estimée à la suite de l'interprétation de l'essai de nappe, a été incorporée au sein d'une méthode d'interprétation des fluctuations piézométriques (WTF) basée sur une étude évènementielle (découpe des évènements de recharge). Cette méthode permet une estimation intégrée de la recharge de la nappe libre.

Ce travail de thèse a ainsi permis (i) de démontrer l'intérêt de disposer de méthodes algorithmiques pour la calibration et la quantification des incertitudes paramétriques pour un modèle hydrodynamique de gestion ; (ii) de mener une réflexion méthodologique sur l'utilisation de méthodes existantes afin d'apporter de l'information complémentaire fiable sur les paramètres hydrodynamiques ainsi que sur la recharge météorique. Ce travail offre des perspectives quant à la mise en place d'un réseau de suivi complet à l'échelle d'un bassin hydrogéologique.

Remerciements

Ce travail correspond pour moi à l'aboutissement d'un long parcours étudiant qui n'a pas toujours été facile mais où la persévérance et le soutien que j'ai reçu m'ont permis d'avancer. Je profite donc de cette partie, qui sera sans doute la plus consultée de ma thèse, pour écrire ces quelques lignes afin de remercier l'ensemble des personnes qui ont participé de quelque manière que ce soit à ce travail.

Je tiens tout d'abord à remercier les membres du jury, monsieur EMMANUEL MOUCHE pour son rôle de Président du Jury, monsieur JEAN-CHRISTOPHE MARÉCHAL pour le rôle d'examineur ainsi que monsieur JEAN-MICHEL LEMIEUX et monsieur JULIO GONCALVES pour avoir accepté le rôle de rapporteurs du manuscrit.

Je remercie ensuite mes deux encadrants de thèse, monsieur ALAIN DUPUY et monsieur ALEXANDRE PRYET pour m'avoir permis de réaliser cette thèse dans les meilleures conditions et pour m'avoir appris toutes ces choses qui font de moi aujourd'hui un apprenti chercheur hydrogéologue qui ne regrette certainement pas d'avoir réalisé cette thèse à vos côtés.

Mes sincères remerciements vont à l'ensemble du personnel administratif, ingénieurs, maître de conférences et professeurs que j'ai pu côtoyer de près ou de loin pendant ma thèse à l'ENSEGID et plus particulièrement Olivier, François, Michel, Grégory, Raphaël, Marian, Jérémy et Pierre.

Je remercie également mes co-bureau : Yohann, Mouloud, Anita, Léonard et Adoum. Yohann, je garde un bon souvenir de ces trois ans de travail. Très heureux d'avoir partagé avec toi cette expérience de vie qu'est la réalisation d'une thèse. Je te souhaite le meilleur pour la suite !

Je tiens maintenant à remercier mes collègues doctorants et post-doctorants. Alexandre, infatigable partenaire de football. Clément (Christale), coéquipier de babyfoot avec qui je suis double champion du tournoi annuel de l'anceguide tout de même ! Rémis (la Valoise), pour l'ensemble des moments partagés avec la Pourtoise et le Cousquer à la traditionnelle pause de 18h. Célestine, pour tes conseils et ta bonne humeur communicative. Un merci également à Nicolas, Saspi, Tamara, Constance, Line, Jean, Elicia et Isabelle.

Je remercie mes collègues de Master pour les années passées à l'ENSEGID et je vous souhaite à tous plein de bonheur et de réussite dans votre vie futur (promotion 2013 représente !). Mehdi et Adrien bon courage pour la fin de thèse ! Cécile, binôme de compétition, merci pour m'avoir épaulé dans notre parcours étudiant !

Un merci plus général à l'ensemble de mes enseignants qui, depuis l'institut Rural de Vayre à l'ENSEGID en passant par l'ISNAB m'ont toujours encouragé à persévérer.

Un merci particulier à ma famille. À mes parents pour la confiance qu'ils m'ont accordé lors de mes différents choix et de leurs enseignements qui font sans doutes

ce que je suis aujourd'hui. Je remercie l'ensemble de ma famille pour le soutien qu'ils m'ont apporté depuis le début de mes études. Ma sœur, je te souhaite plein de bonheur et de réussite! J'ai une pensée particulière pour mon parrain Lothar, mon grand père Raphaël et ma grand mère Micheline.

Un merci à mes amis de toujours qu'ils soient de souche Blayaise ou non et plus particulièrement Flozz, Bourny, Flo, Mika, Hugo et Paul, merci pour ces moments épicuriens passés à vos cotés.

Merci enfin à la personne la plus proche de moi, Steffie, pour m'avoir supporté, écouté, et remonté le moral au quotidien.

Un grand merci à tous et bonne lecture pour les plus courageux!

Table des matières

Table des figures	xii
Liste des tableaux	xiii
Introduction générale	3
I Gestion durable d'un aquifère	7
1 Problématique et état de l'art	11
1.1 Introduction	13
1.2 Expression du bilan des flux	17
1.3 Définition du principe de durabilité	19
1.4 Expression du débit durable en contexte stationnaire	19
1.5 Expression du débit durable en contexte transitoire	22
1.6 Besoin de prédictions	25
2 Éléments sur l'estimation des paramètres en modélisation hydro-	27
dynamique	
2.1 Introduction	29
2.2 La modélisation hydrodynamique	30
2.3 L'inférence Bayésienne	35
2.4 Étude du lien observations/paramètres	37
2.5 La calibration	40
2.6 La Régularisation	42
2.7 Quantification des incertitudes	45
2.8 Utilisation des méthodes présentées	49
3 Why should practitioners be concerned about predictive uncer-	51
tainty of groundwater management models ?	
3.1 Introduction	53

3.2	Why is uncertainty analysis circumvented by practitioners?	55
3.3	Illustration of the issue with a synthetic model	56
3.4	So what? How to deal with predictive uncertainty?	60
3.5	Conclusions	66

II Réduction de l'incertitude prédictive par la collecte d'informations complémentaires 69

4	Mise en place d'une station pilote expérimentale 73
4.1	Objectif 75
4.2	Suivi hydro-climatique long terme 75
4.3	Essais de nappe 86
4.4	Utilisation des données observées 91

5	A data worth analysis and groundwater recharge estimation with a coupled soil surface model 93
5.1	Introduction 95
5.2	Methods 97
5.3	Experimental station 102
5.4	Parameters contribution to predictive uncertainty 107
5.5	Data worth analysis 107
5.6	Discussion 110
5.7	Conclusion 110

6	Joint estimation of recharge and hydraulic properties of unconfined aquifers with a simple experimental design 113
6.1	Introduction 115
6.2	Water table and unsaturated flow processes 118
6.3	The monitoring station 120
6.4	Methods 120
6.5	Field interpretation 128
6.6	Discussion 130
6.7	Conclusion 134

Conclusion générale 137

Références 145

Annexes 165

A Calibration en laboratoire des sondes de teneur en eau	167
B Placement d'un piézomètre d'observation	169
C Samples from the posterior distribution of aquifer parameters	173

Table des figures

1	Coupe orientée NE-SW du bassin nord aquitain	4
1.1	Conséquences de la surexploitation d'un aquifère	15
1.2	Synthèse des marqueurs de la surexploitation d'un aquifère	16
1.3	Esquisse géologique d'un système aquifère	17
1.4	Synthèse des débits d'exploitations	21
1.5	Sources d'alimentation d'un puits (capture)	23
2.1	Processus de la modélisation inverse	32
2.2	Exploration de la fonction objectif pour trois paramètres	33
2.3	Principe de l'inférence Bayésienne	37
2.4	Principe des méthodes de régression	42
3.1	Modèle hydrodynamique synthétique de gestion	58
3.2	Exploration de la fonction objectif pour deux paramètres	60
3.3	Ajustement simulées/observées	62
3.4	Incertitude prédictive	63
4.1	Station pilote expérimentale	77
4.2	Calibration des sondes de teneur en eau	80
4.3	Horizons du profil vertical de la zone non saturée	80
4.4	Foration des puits	81
4.5	Coupe technique et implantation des puits	82
4.6	Données météorologique disponibles	84
4.7	Analyse statistique des précipitations	85
4.8	Données de sol disponibles	87
4.9	Profils de teneur en eau	88
4.10	Mise en situation d'un essai de nappe sur la station expérimentale	90
4.11	Rabattements observées	90
4.12	Répartition des données observées	92
5.1	Modèle couplé sol/surface	99
5.2	Profil vertical du site d'étude	105

5.3	Données simulées et observées pour le modèle sol/surface	106
5.4	Influence des paramètres sur l'incertitude prédictive	108
5.5	Analyse comparative des mesures	109
6.1	Vue d'ensemble de la méthode	117
6.2	Dynamique de la zone non saturée selon recharge et drainage . . .	119
6.3	Station de suivi de la zone saturée	121
6.4	Principe de la méthode WTF utilisée	126
6.5	Rabattements et ajustement du modèle de Moench	129
6.6	Analyse des fluctuations de nappe enregistrées	131
6.7	Distributions de la porosité de drainage et de la recharge	132
6.8	Programme de collecte d'informations complémentaires	143
A.1	Détails sur la calibration des sondes de teneur en eau	168
C.1	Échantillons pour les paramètres du modèle de Moench	174

Liste des tableaux

3.1	Caractéristiques du modèle synthétique	59
3.2	Incertitudes paramétriques après calibration (1/2)	65
3.3	Incertitudes paramétriques après calibration (2/2)	65
3.4	Incertitudes prédictives après calibration	65
4.1	Composants de la station pilote	76
5.1	Paramètres initial/calibrés	104
5.2	Groupes de mesure	108
6.1	Connaissance <i>a posteriori</i> sur les paramètres	131

Introduction générale

La ressource en eau souterraine est la principale source d'eau douce disponible à l'échelle mondiale après les glaciers et les calottes glacières [*de Marsily, 2009*]. L'exploitation de cette ressource a de nombreux avantages d'un point de vue qualitatif (relativement isolée des pollutions extérieures) et quantitatif (important stock disponible).

La région bordelaise, comme la quasi-totalité de l'Aquitaine, est composée d'un sous sol particulièrement favorable à la présence de nappes d'eau souterraines. De nombreuses couches aquifères constituent cet ensemble multicouche. Il est possible d'y distinguer les aquifères du Crétacé supérieur, de l'Eocène, de l'Oligocène, du Miocène et du Plio-quaternaire (Fig. 1). Historiquement, l'exploitation du Bassin Nord Aquitain (BNA) débute dès la fin du 19^{ème} siècle avec le développement des techniques de forages. Rapidement, cette ressource s'impose comme une alternative à l'utilisation des eaux de surface qui sont beaucoup plus vulnérables aux pollutions extérieures. Le nombre de forages et les prélèvements augmentent sans questionnements relatifs à la gestion quantitative du système aquifère. C'est en 1955 que le Professeur Henri Schoeller, de la Faculté des Sciences de Bordeaux, fait part de ses craintes quant aux risques à long terme du développement des prélèvements dans les nappes profondes. C'est ainsi que le suivi et l'étude du fonctionnement du système aquifère débute. Les observations acquises et disponibles aujourd'hui sont particulièrement complètes et constituent la base de données d'enregistrement piézométrique la plus importante en France. Le développement de l'exploitation du système est en constante augmentation et les nappes profondes fournissent depuis déjà plusieurs décennies plus de 98 % de l'eau potable du département. Les prélèvements dans ces nappes, tant pour l'alimentation humaine que pour les activités industrielles, se concentrent à proximité des zones à forte densité de population, au premier rang desquelles l'agglomération bordelaise.

Suite au constat d'une baisse généralisée du niveau piézométrique des deux principales nappes exploitées (Eocène et Oligocène), un Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SAGE) des Nappes Profondes en Gironde est créé en 1998 [*CLE, 2012*]. Le principe de surexploitation pour le BNA est définis à partir de l'identification d'enjeux de gestion dont deux des principaux concernent (i) la protection de la nappe de l'Eocène d'une baisse généralisée de la piézométrie avec une dépression centralisée au droit de l'agglomération bordelaise et (ii) d'une protection la nappe de l'Oligocène dont les prélèvements importants ont pour conséquence de dénoyer localement la nappe et de la transformer en nappe libre.

La gestion d'un système naturel étant compliquée à réaliser par simple dire d'expert, les principaux objectifs et décisions prises dans le cadre du SAGE Nappes profondes de Gironde reposent sur l'utilisation d'outils mathématiques numériques qui permettent (i) de réaliser une gestion à l'échelle du BNA à l'aide du MOdèle NOrd Aquitain (MONA) et (ii) de gérer plus précisément le risque

Introduction générale

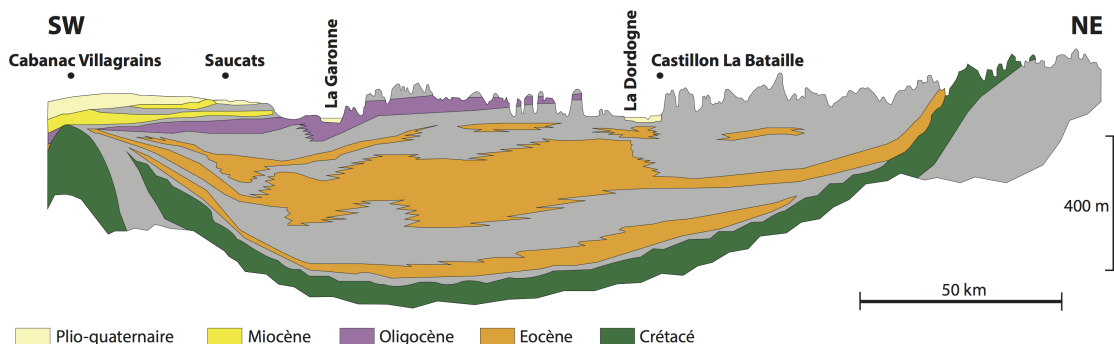


FIGURE 1: Coupe orientée NE-SW du bassin nord aquitain faisant apparaître les cinq principaux aquifères du bassin hydrogéologique. Modifié d’après *Malcuit* [2012].

de dénoyage de la nappe oligocène à partir du modèle “Oligocène”. Ces deux modèles constituent les principaux outils de gestion du SAGE Nappes profondes de Gironde et servent donc de base à l’établissement de la politique de gestion quantitative locale.

En raison de la complexité du milieu naturel, de la dynamique du système et de ses nombreux exutoires, la gestion quantitative d’un aquifère est souvent appliquée à partir de l’examen des prédictions d’un modèle hydrodynamique de gestion dont l’examen du bilan hydrique de l’aquifère permet d’évaluer la variation de son stock. Cette recherche de maintien du stock sert souvent de critère qualitatif afin de juger du bon état quantitatif de la nappe. Néanmoins, la variation du stock des nappes ne constitue pas un critère suffisant afin de qualifier de durable l’exploitation d’un aquifère. De plus, il est aujourd’hui largement admis par la communauté scientifique que la fiabilité des prédictions d’un modèle hydrodynamique de gestion repose sur (i) l’utilisation de méthodes algorithmiques qui permettent d’optimiser le processus de calibration du modèle et de quantifier les incertitudes prédictives et (ii) de disposer d’informations complémentaires qui devront être incorporées au sein de ces méthodes algorithmiques pour réduire les incertitudes prédictives.

A la suite d’entretiens réalisés auprès de gestionnaires locaux, nous avons pu constater que ces méthodes algorithmiques sont aujourd’hui rarement appliquées à des modèles opérationnels de gestion dont les prédictions ont pourtant des conséquences réelles sur les choix de gestion d’un système aquifère. C’est donc à la suite de ce constat initial que nous avons jugé préférable de mettre à profit un financement ministériel libre de toutes contraintes opérationnelles afin de s’orienter vers une thèse dont l’objectif principal est (i) de présenter l’importance de l’application des outils algorithmiques aujourd’hui disponibles et (ii)

de travailler sur des méthodes qui permettent d’agir en amont du processus de modélisation afin d’apporter de l’information complémentaire afin de réduire l’incertitude prédictive de ces modèles. Ainsi, l’approche adoptée consiste à illustrer la problématique afin de fournir un document pouvant servir de base à la discussion quant à l’application des outils algorithmiques pour permettre, dans un cadre qui dépasse les objectifs de la thèse, d’utiliser ces modèles de gestion afin de venir en appui à la définition d’une politique de gestion durable. La réflexion menée dans la thèse est basée sur une approche méthodologique qui n’aurait pas pu être réalisée si l’objectif de la thèse avait été d’utiliser directement un modèle de gestion réel afin de mettre en application le principe de durabilité sur le BNA.

L’organisation générale de la thèse s’articule en deux parties principales (partie I et partie II). La partie I permet d’introduire la problématique alors que la partie II propose des méthodes pour y répondre. La partie II permet de fournir une réflexion méthodologique dont l’objectif est d’apporter de l’information complémentaire sur les paramètres hydrodynamiques et la recharge d’une nappe libre.

La partie I débute par une réflexion sur la définition du principe de durabilité et de son application dans le cadre d’une politique de gestion opérationnelle. A partir de l’identification de l’enjeu du principe de durabilité et de la nécessité d’utiliser des modèles hydrodynamiques pour l’estimation d’un débit durable (Chapitre 1), les principales limites de la modélisation inverse en hydrodynamique seront abordées et les outils algorithmiques disponibles pour y répondre seront présentés au sein du Chapitre 2. Le Chapitre 3, article scientifique publié au sein de la revue internationale “*Water Resources Management*” permet d’illustrer les concepts et outils présentés lors du Chapitre 2.

La seconde partie débute par la présentation du dispositif expérimental mis en place et l’examen préliminaire des données observées (Chapitre 4) qui seront utilisées dans les Chapitres 5 et 6. Ces deux chapitres sont rédigés en format article car ils ont vocation à être soumis pour publication à l’issue de la thèse. Ces deux chapitres présentent les résultats des travaux menés sur des méthodes qui permettent d’estimer les paramètres hydrodynamiques et la recharge naturelle d’une nappe libre à partir de l’étude (i) de la zone non saturée (Chapitre 5) et (ii) de la zone saturée (Chapitre 6). Le Chapitre 5 propose une réflexion méthodologique à partir de l’utilisation d’un modèle 1D couplé sol-surface où l’objectif consiste à réduire le réseau d’observation disponible afin de minimiser les coûts de réalisation tout en s’assurant de la capacité du modèle à fournir une estimation fiable de la recharge. L’objectif étant de proposer une instrumentation minimaliste afin de pouvoir facilement répliquer la méthode pour minimiser les incertitudes liées aux hétérogénéités locales. Le Chapitre 6 propose une réflexion méthodologique basée sur une utilisation conjointe d’un essai de nappe et de l’interprétation des fluctuations du niveau piézométrique dans un contexte où le drainage progressif

Introduction générale

de la zone non saturée influe sur le choix des méthodes utilisées. L'objectif est de proposer une méthode intégrée qui permet d'estimer la recharge naturelle mais également les paramètres hydrodynamiques d'une nappe libre avec un dispositif expérimental dont le faible coût permettra de répliquer la méthode sur différents emplacements.

Première partie

Gestion durable d'un aquifère

Cette deuxième partie, *Gestion durable d'un aquifère* permet de poser la problématique liée à la capacité d'un modèle hydrodynamique de gestion à réaliser des prédictions pour soutenir une politique de gestion opérationnelle.

Le premier chapitre, *Problématique et état de l'art* présente une revue bibliographique concise sur le principe de la gestion durable quantitative d'un aquifère.

Le deuxième chapitre, *Éléments sur l'estimation des paramètres en modélisation hydrodynamique* présente les principales difficultés liées à l'utilisation de la modélisation inverse et les méthodes disponibles pour atténuer et quantifier l'incertitude prédictive d'un modèle hydrodynamique de gestion. Certaines méthodes présentées seront également utilisées dans la thèse.

Le troisième chapitre, *Why should practitioners be concerned about predictive uncertainty of groundwater management models?* propose une approche didactique et illustrée afin de mettre en évidence la nécessité à quantifier et à réduire l'incertitude prédictive par la collecte d'informations complémentaires sur les paramètres.

Chapitre 1

Problématique et état de l'art

Problématique et état de l'art

Résumé

La ressource en eau souterraine est une ressource aujourd'hui largement exploitée en raison de son stock important ainsi que de son caractère relativement isolé des pollutions extérieures. Son exploitation a fortement augmenté pendant la seconde moitié du 20^{ème} siècle et les pressions ainsi que la problématique de surexploitation est aujourd'hui un sujet prégnant. Le concept de gestion durable d'un système aquifère consiste à préserver sur le long terme l'état (quantitatif et qualitatif) de la ressource en eau ainsi que des écosystèmes qui en dépendent. Lors d'un pompage et de la propagation du cône de dépression, une partie de l'eau est initialement extraite du stock de l'aquifère. Mais à terme, la totalité de l'eau récupérée par le pompage proviendra de la "capture" des "flux environnementaux". Principalement en raison de la dynamique naturelle des systèmes aquifères, il est nécessaire d'appliquer une politique de gestion adaptative où la quantification des fluctuations de la recharge et la variation des besoins guident une politique de gestion à court terme qui tend, sur le long terme, à préserver le stock de l'aquifère mais également les flux environnementaux des écosystèmes qui en dépendent. La diffusion de la pression au sein d'un aquifère étant progressive et parfois très longue, il est compliqué d'appliquer une gestion par essai/erreur mais pratique de disposer d'un outil prédictif qui prend souvent la forme d'un modèle hydrodynamique. La modélisation s'impose comme l'outil prédictif permettant de soutenir les choix de gestion actuels.

1.1 Introduction

La ressource en eau souterraine est une ressource naturelle qui joue un rôle important dans le cycle de l'eau où les aquifères et leurs exutoires sont des composantes clés dans le maintien et le fonctionnement des sources, de l'alimentation en eau des rivières (débit de base), des lacs et des zones humides. L'eau est une ressource essentielle à la vie et doit être en ce sens gérée comme un "trésor en partage" [de Marsily, 2009] où les populations se doivent d'utiliser cette ressource durablement pour subvenir aux besoins présents et préserver l'état quantitatif et qualitatif du stock et des flux environnementaux.

L'importance de préserver l'état quantitatif et qualitatif s'est établi dès le 20^{ème} siècle en réponse à une utilisation croissante de la ressource en eau souterraine. La gestion durable d'un système naturel est défini en 1987 par la Commission Mondiale sur l'Environnement et le Développement [Brundtland, 1987] comme "*un développement qui permet de répondre aux besoins présents sans compromettre les besoins futurs*".

L'eau souterraine offre souvent une alternative viable aux ressources de surface pour l'alimentation en eau potable des populations en raison de son stock important et de sa position isolée des pollutions extérieures [de Marsily, 2009]. De nombreuses régions du monde utilisent majoritairement cette ressource en eau afin de subvenir à l'alimentation en eau domestique et à l'agriculture [Jakeman et al., 2016]. Sur la période 1960 - 2010, l'exploitation des eaux souterraines a fortement augmenté [Wada, 2016]. En conséquence, de nombreux systèmes aquifères sont aujourd'hui surexploités [Esteller and Diaz-Delgado, 2002; Haacker et al., 2015; Kavalanekar et al., 1992; Shamsudduha et al., 2011; Wada et al., 2010].

La principale préoccupation liée à l'exploitation d'un aquifère consiste à privilégier une approche locale où l'assèchement des puits de production constitue le principal marqueur d'une surexploitation. Cette gestion en temps réel a pour principaux objectifs (i) de minimiser le coût des prélèvements et (ii) d'éviter un dénoyage local de l'aquifère mettant en péril l'état quantitatif du système. En effet, le dénoyage local d'un aquifère captif entraîne une modification du type d'aquifère (captif à libre) où une baisse unitaire de charge hydraulique entraîne un drainage de l'aquifère. Si cette gestion locale est importante, elle ne prend pas en compte l'état quantitatif général de l'aquifère et des relations qu'il entretient avec les milieux superficiels. Les problématiques liées à cette gestion locale ne seront pas abordées dans cette thèse.

A l'échelle de l'aquifère, la surexploitation [Custodio, 2002] s'exprime souvent

1. PROBLÉMATIQUE ET ÉTAT DE L'ART

par une chute générale importante du niveau piézométrique [Wada *et al.*, 2010], une détérioration de la qualité de l'eau [Foster and Chilton, 2003], une augmentation des coûts de l'exploitation [Harou and Lund, 2008c] ou une dégradation des écosystèmes tels que les lacs, les rivières ou les milieux forestier [Fleckenstein *et al.*, 2010; Sophocleous, 2002] (Fig. 1.1 A, C, E). La surexploitation d'un système aquifère peut également avoir une conséquence mécanique de "consolidation" de la matrice poreuse [Biot, 1941; de Marsily, 1981]. Cela peut se traduire en surface par des phénomènes de subsidence temporaires ou permanents [Galloway and Burbey, 2011] mais également par une éventuelle altération des propriétés hydrodynamiques [Santos *et al.*, 2014; Zoback and Byerlee, 1975] (Fig. 1.1 B, D). Les principaux marqueurs de la surexploitation d'un aquifère sont résumés par la Fig. 1.2.

De nombreux travaux s'accordent à définir la gestion durable quantitative des ressources en eaux comme le principal enjeux de gestion actuel [Brunner and Kinzelbach, 2005; Folke *et al.*, 2005; Maimone, 2004; Taylor *et al.*, 2013]. Ce premier chapitre de thèse a pour objectif d'utiliser le bilan des flux d'un aquifère afin de présenter les aspects théoriques liés à l'expression d'un débit durable.

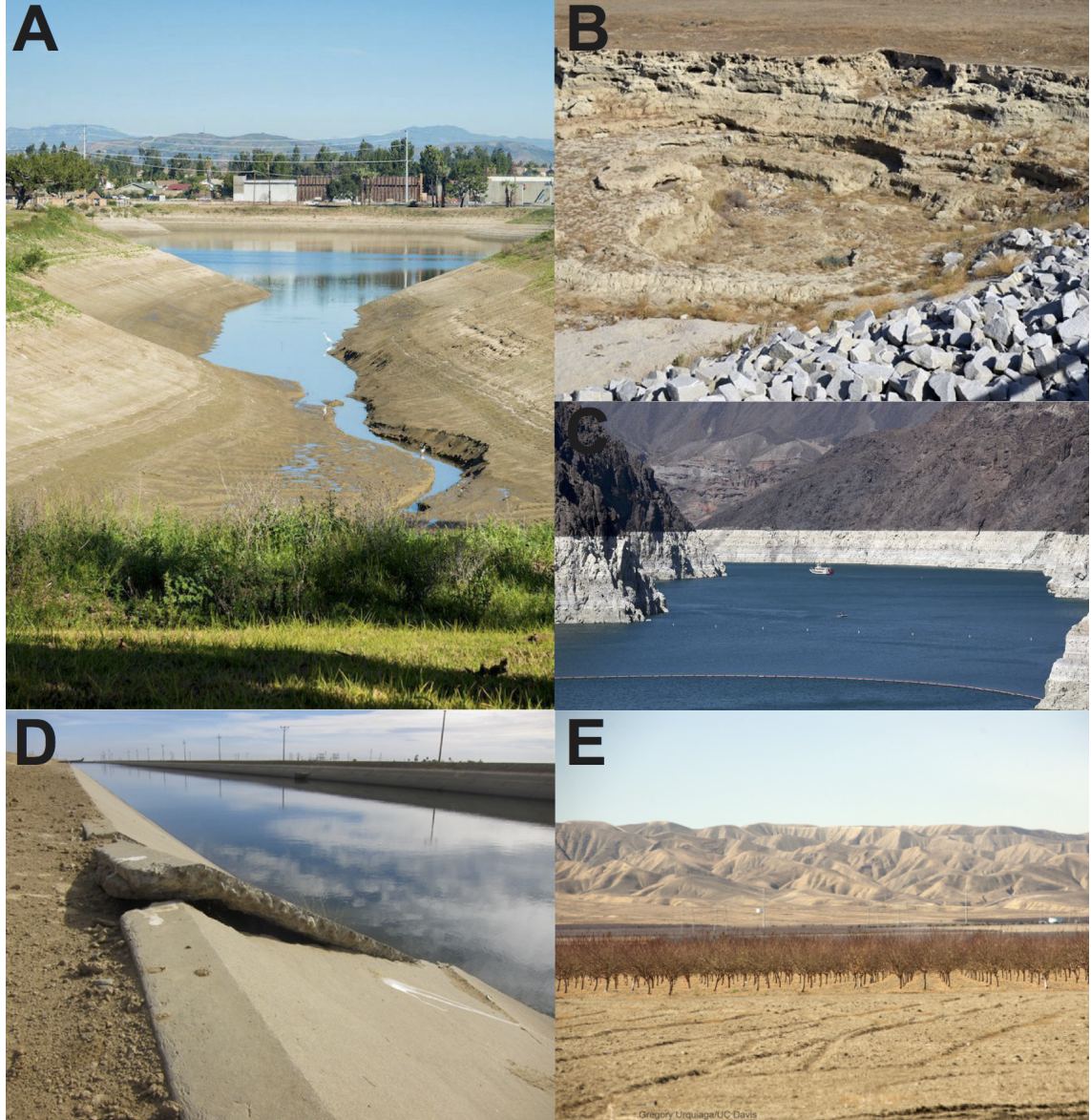


FIGURE 1.1: A : Baisse du niveau du lac Anaheim dans le comté d'Orange (Californie). Photo par Mark W. Cowin (Février 2015). B : Subsidence dans une rivière dans la région de San Joaquin (Californie). Photo par Amy Quinton, Capital Public Radio (Novembre 2013). C : Baisse du niveau de la rivière Colorado (lac Mead) Photo par Ethan Miller, Getty Images. D : Fissures le long du canal Delta-Mendota causées par des phénomènes de subsidence. Photo par Amy Quinton, Capital Public Radio (Novembre 2013). E : Assèchement des sols près de la vallée de San Joaquin (Californie). Photo par Gregory Urquiaga/UC Davis (Février 2014).

1. PROBLÉMATIQUE ET ÉTAT DE L'ART

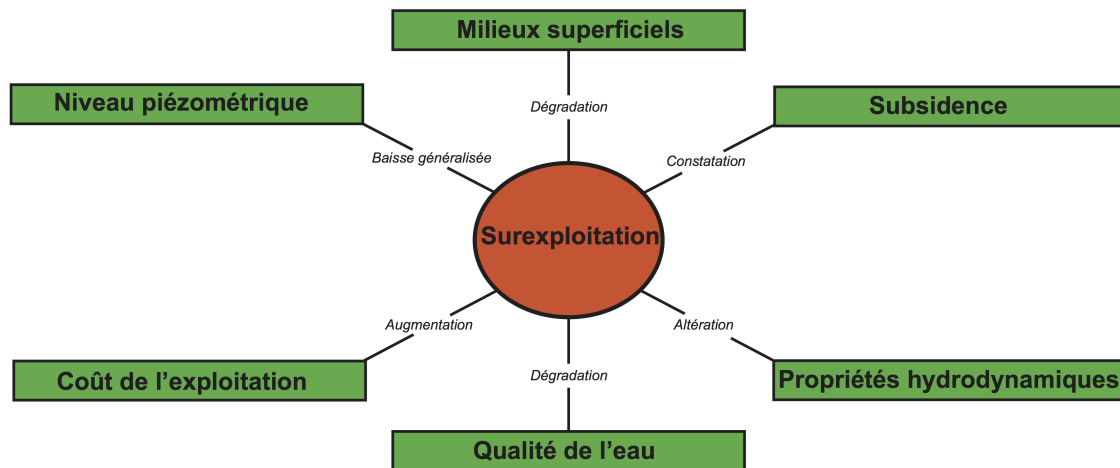


FIGURE 1.2: Synthèse des marqueurs de la surexploitation d'un aquifère

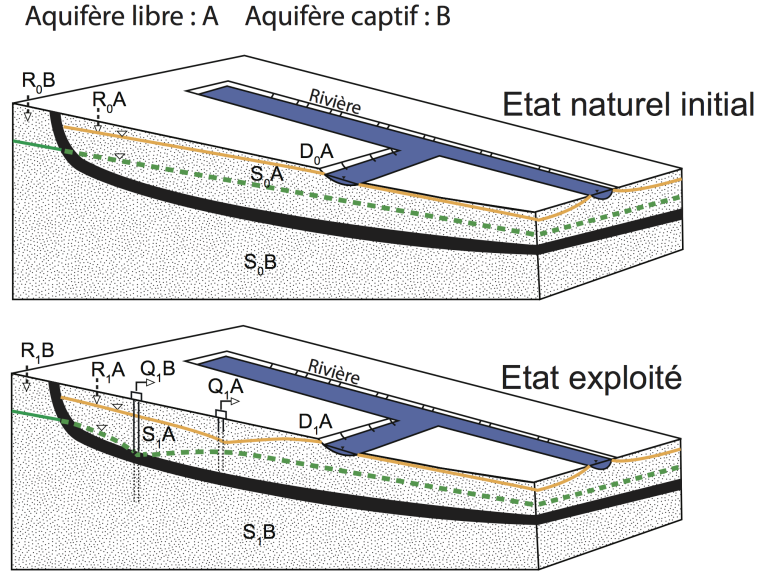


FIGURE 1.3: Esquisse géologique d'un système aquifère comprenant un aquifère captif surmonté par une époute elle même surmontée d'un aquifère libre en connexion avec une rivière. Conformément à l'état considéré (état naturel ou état exploité), les termes du bilan des flux (S le stock, D le drainage et R la recharge de l'aquifère) sont explicitement représentés selon 0 : l'état naturel initial et 1 : l'état exploité.

1.2 Expression du bilan des flux

Le bilan des flux est utilisé afin de servir de base de réflexion à la définition d'un débit durable. Le bilan des flux ne tient pas compte des variations spatiales et temporelles des transferts de pression au sein de l'aquifère mais il rend compte de l'état quantitatif général du système à l'équilibre. Le principe du bilan des flux consiste à faire l'inventaire de l'ensemble des entrées et des sorties de l'aquifère.

A l'état exploité (Fig. 1.3), les prélèvements (Q) induisent une variation du stock de l'aquifère ($\Delta S = S_0 - S_1$), du drainage ($\Delta D = D_0 - D_1$) et de la recharge ($\Delta R = R_0 - R_1$). Le terme ΔS représente la variation du stock entre l'état initial (S_0) et l'état final (S_1). Ainsi, d'après *Bredehoeft* [2002] et *Devlin and Sophocleous* [2005], l'expression du bilan des flux pour un aquifère exploité est la suivante :

$$(R_0 + \Delta R) - (D_0 - \Delta D) - Q + \Delta S = 0 \quad (1.1)$$

où les termes ΔR et ΔD sont définis respectivement comme la recharge induite

1. PROBLÉMATIQUE ET ÉTAT DE L'ART

par le pompage (e.g. accroissement du flux rivières vers nappes, réduction de l'évapotranspiration réelle, drainances) qui conduit à une augmentation de la recharge, et le drainage induit par le pompage (e.g. réduction du flux nappes vers rivières) qui conduit à une diminution du drainage. L'Eq. 1.1 constitue la base de réflexion pour la définition d'un débit durable.

1.3 Définition du principe de durabilité

La définition du principe de durabilité qui sera utilisé s’inscrit tout d’abord dans une vision à long terme où l’exploitation actuelle du système ne doit pas remettre en cause son exploitation future. Il est donc primordial de préserver le stock à long terme de l’aquifère et de tendre vers une stabilisation du terme ΔS du bilan hydrique. S’ajoute à cela l’ensemble des flux environnementaux de l’aquifère qui devront être préservés en partie [*Sophocleous*, 2007]. Cette contrainte s’exprime sur le terme ΔD du bilan hydrique. Autrement-dit, la gestion durable d’un aquifère comme entendue dans la thèse consistera à s’octroyer la ressource en eau souterraine pour répondre aux besoins actuels tout en s’assurant que les conséquences liées à son exploitation aient un caractère “acceptable” sur le long terme au regard de l’état quantitatif du stock et des milieux superficiels tels que les rivières, les lacs ou les forêts. Cette définition du principe de durabilité se base sur la définition de *Devlin and Sophocleous* [2005] et *Loáiciga* [2002].

1.4 Expression du débit durable en contexte stationnaire

Lors de l’exploitation du système aquifère, le bilan des flux est donné par l’Eq. 1.1. D’après la définition du principe de durabilité, la variation du stock à long terme doit être négligeable ($\Delta S = 0$) :

$$(R_0 + \Delta R) - (D_0 - \Delta D) - Q + 0 = 0 \quad (1.2)$$

Le principe de durabilité étant basé sur l’état quantitatif à long terme du système, les deux termes R_0 et D_0 sont égaux. Ce qui donne :

$$Q = \Delta R + \Delta D \quad (1.3)$$

Cependant, il est possible de constater une inversion du signe du drainage induit par le pompage (ΔD) qui traduit un changement de condition limite et constitue désormais une source d’alimentation à l’aquifère. Malheureusement, ce type de définition peut ne pas correspondre au principe de durabilité principalement en raison d’une dégradation des écosystèmes qui dépendaient auparavant des flux environnementaux (e.g. assèchement des milieux aquatiques, baisse importante de l’évapotranspiration réelle des milieux forestiers). Dès lors, il convient de définir un seuil à partir duquel l’exploitation du système n’est plus durable. La définition de ce seuil concerne principalement le bon état écologique des milieux qui dépendent des flux environnementaux [*Sophocleous*, 2007]. Ainsi, le bilan des

1. PROBLÉMATIQUE ET ÉTAT DE L'ART

flux d'un débit durable permis s'exprime à partir de l'Eq. 1.3 :

$$Q_{\text{permis}} = \Delta R - \Delta D_{\text{permis}} \quad (1.4)$$

où ΔD_{permis} constitue une contrainte écologique associée à un drainage induit maximum. Toutefois, la recharge induite (ΔR) dépend le plus souvent de conditions extérieures aux prélèvements tels que les précipitations [Bredehoeft, 2002]. Ainsi, on peut faire l'hypothèse d'une variation de la recharge (ΔR) négligeable devant la variation du drainage (ΔD). Dès lors, l'expression du débit durable à long terme est donnée uniquement par le terme de drainage :

$$Q_{\text{permis}} = -\Delta D_{\text{permis}} \quad (1.5)$$

Ainsi, l'expression 1.5 du débit durable permet de préserver le stock du système à long terme et de maintenir les écosystèmes qui dépendent des flux environnementaux de l'aquifère. Ce type de contrainte doit s'inscrire dans le cadre d'une politique de gestion intégrée permettant de gérer les écosystèmes en surface et les nappes souterraines.

Le débit d'exploitation d'un aquifère peut être qualifié différemment selon le degré de durabilité de l'exploitation (Fig. 1.4). Sa formulation peut varier d'un débit minier à un débit durable en passant par un débit de sécurité. Le débit minier consiste à prélever dans le stock de l'aquifère. Le débit durable consiste à préserver le stock de l'aquifère mais également à respecter les limites acceptables sur la dégradation des écosystèmes qui dépendent du drainage de l'aquifère. Le débit de sécurité consiste à préserver le stock de l'aquifère sans contraintes particulières sur le drainage de l'aquifère. L'expression du débit de sécurité est soumise à un préjugé qui consiste à considérer comme durable des prélèvements qui n'excèdent pas la recharge naturelle de l'aquifère [Balleau, 2013]. Cette mauvaise interprétation du bilan des flux est aussi connue sous le nom de "mythe du bilan hydrogéologique" [Bredehoeft, 2002; Bredehoeft et al., 1982; Sophocleous and Devlin, 2004]. Ce mythe est principalement la conséquence d'une mauvaise définition du principe de durabilité [Devlin and Sophocleous, 2006, 2005; Loáiciga, 2006]. Dans tout les cas, un débit d'exploitation supérieur à la recharge naturelle n'est pas un débit qui permettra de répondre aux critères de durabilité. La recharge naturelle correspond donc au seuil au delà duquel les prélèvements affectent le stock de l'aquifère (Fig. 1.4).

1.4 Expression du débit durable en contexte stationnaire

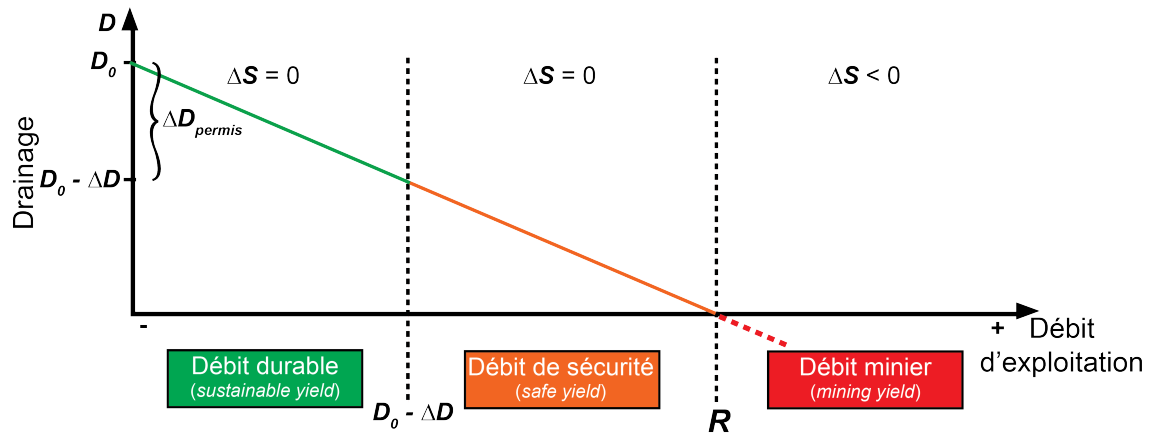


FIGURE 1.4: Synthèse des débits d'exploitation classés selon leurs degrés de durabilité en contexte stationnaire avec (i) le débit durable (préservation du stock et respect des contraintes environnementales sur le drainage de l'aquifère) (ii) le débit de sécurité (préservation du stock de l'aquifère sans contraintes spécifiques sur le drainage de l'aquifère) et (iii) débit minier (utilisation du stock de l'aquifère). ΔS : changement de stock de l'aquifère sur le long terme; Q : débit de pompage; D drainage de l'aquifère; D_0 drainage initial de l'aquifère et ΔD_{permis} la variation de drainage considérée comme "acceptable".

1.5 Expression du débit durable en contexte transitoire

1.5.1 Capture des flux environnementaux

La capture des flux environnementaux traduit une baisse du drainage et une augmentation de la recharge sous l'influence d'un pompage [Lohman, 1972]. Ce concept a été introduit par Theis [1940]. Concrètement, lors de l'exploitation du système aquifère, les prélèvements abaissent le niveau piézométrique au droit du puits afin de forcer l'écoulement de la nappe vers le puits de production. Le gradient de charge au voisinage du puits prend la forme d'un cône où le puits a une position centrale. C'est le cône de dépression. Si le puits de production récupère principalement de l'eau provenant du stock de la nappe au début du pompage (Fig. 1.5), lorsqu'on considère le système de nouveau à l'équilibre, le stock ne varie plus (un des objectifs attendus) et la proportion d'eau provenant de la capture des flux environnementaux est majoritaire au niveau du puits. Ce principe représente la réponse progressive de l'aquifère aux prélèvements. A partir de la définition de ce principe, d'après Bredehoeft and Durbin [2009], il est possible de classer les aquifères selon deux groupes (i) ceux qui peuvent atteindre un équilibre dynamique grâce à la capture (e.g. systèmes alluvionnaires, systèmes multicouches) et (ii) ceux pour lesquels l'atteinte d'un équilibre hydrodynamique est impossible (e.g. aquifères fossiles). Dans le second cas, les prélèvements ne pourront jamais être compensés par une diminution des flux environnementaux. Ainsi, le débit d'exploitation sera forcément un débit minier [Domenico et al., 1968] car le stock de l'aquifère sera condamné à diminuer en cas d'exploitation du système. L'application d'un débit durable nécessite donc de disposer d'un aquifère où la capture permettra, à terme, d'atteindre un système à l'équilibre hydrodynamique.

Cependant, les aquifères ne sont pas égaux devant le temps de mise à l'équilibre par la capture. En effet, si certains aquifères peuvent atteindre l'équilibre relativement rapidement (e.g. systèmes alluvionnaires), d'autres peuvent mettre très longtemps avant de l'atteindre (e.g. systèmes multicouches) [Rousseau-Gueutin et al., 2013].

1.5.2 Gestion adaptative

1.5.2.1 Dynamique naturelle d'un aquifère

La dynamique naturelle des aquifères est principalement contrôlée par les variations climatiques des conditions de recharge qui varient annuellement, inter

1.5 Expression du débit durable en contexte transitoire

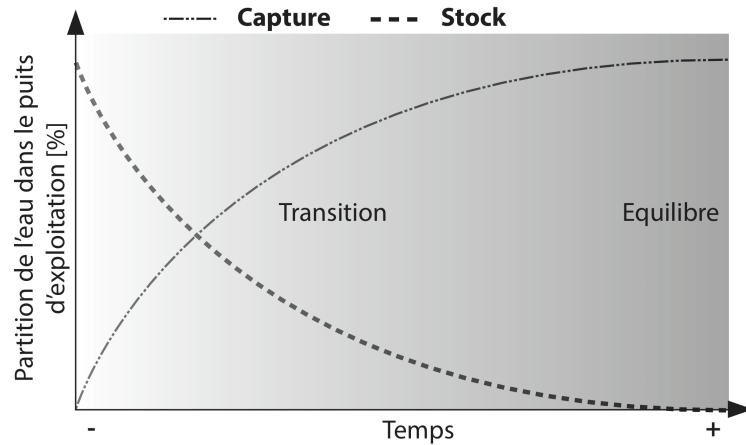


FIGURE 1.5: Évolution temporelle de la principale source d'alimentation d'un puits.

annuellement et selon les conditions paléoclimatiques globales.

A l'échelle annuelle ou pluriannuelle, les variations du climat sont marquées par des périodes cycliques qui alternent entre des phases sèches et d'autres plus humides. A titre d'exemple, l'oscillation décennale du Pacifique (ODP) influe de manière cyclique sur une période comprise entre 20 et 30 ans. Également, l'oscillation nord-atlantique (NOA) influe sur les conditions climatiques des côtes de l'Amérique du Nord ainsi que de l'Europe sur un cycle long de 20 à 25 ans. Sur une période plus courte (2 à 7 ans), des phénomènes climatiques comme les courants El Niño et la Niña (ENSO) imposent également une cyclicité aux précipitations. Ces variations climatiques actuelles jouent un rôle dominant dans la dynamique des aquifères qui peuvent être exploités pour l'agriculture, l'eau potable ou l'industrie [Chen *et al.*, 2004; Gurdak *et al.*, 2007].

Principalement en raison de leurs dépendances aux conditions climatiques actuelles, ces systèmes aquifères sont vulnérables au changement climatique [Loáiciga, 2003]. Le climat est également marqué par des variations à long terme qui modifient la tendance climatique générale. En effet, le climat de la Terre a déjà fortement varié avant l'anthropisation du climat et ces variations sont toutes d'origines naturelles [de Marsily, 2009]. Des cycles de périodes froides dites glaciaires et de périodes plus chaudes dites interglaciaires se sont succédés. Si ces variations climatiques long terme ne sont pas représentées au sein des aquifères de "faible extension", leur influence est encore significative pour de plus larges systèmes tels que le bassin Nord Aquitain, le Bassin Parisien ou le grand bas-

1. PROBLÉMATIQUE ET ÉTAT DE L'ART

sin artésien d'Australie qui peuvent avoir une dynamique encore affectée par les conditions historiques, le paleo-climat [*Jiráková et al.*, 2009; *Rousseau-Gueutin et al.*, 2013]. Dans ce cas, l'état de pression actuel ne dépend pas que de l'état climatique récent mais également des conditions paléo-climatiques. La marque d'un évènement climatique passé peut donc avoir encore aujourd'hui une influence sur le comportement dynamique d'un système aquifère complexe. A titre d'exemple, il semble que le bassin de Paris soit dans un état transitoire marqué par les intervalles glaciaires antérieurs [*Jost*, 2005]. Dans le cadre d'une étude sur la mise à l'équilibre des grands systèmes aquifères, *Rousseau-Gueutin et al.* [2013] ont travaillé à l'amélioration de la résolution d'une équation permettant d'estimer le temps avant qu'un système en état transitoire atteigne un état d'équilibre. Leurs principaux résultats indiquent entre autres que le bassin Nord Aquitain serait actuellement dans une période transitoire et que sa mise à l'équilibre devrait encore durer au minimum 900 ans. Le bassin Nord Aquitain, au même titre que d'autres systèmes aquifères multicouches, est donc naturellement dans un état transitoire marqué par les transitions entre phase glaciaire et interglaciaire.

Cette notion de dynamique naturelle d'un aquifère est très importante car elle permet d'expliquer la non stationnarité de ces systèmes naturels qui, même sans perturbations anthropiques, sont continuellement dans un état transitoire. Il est donc primordial de prendre en compte cette dynamique naturelle lors de l'exploitation d'un système aquifère.

1.5.2.2 Définition d'un débit durable adaptatif

La dynamique naturelle du stock de l'aquifère joue un rôle important dans l'établissement d'un débit durable. Cette dynamique est majoritairement contrôlée par les variations climatiques [*Loáiciga*, 2016]. En conséquence, principalement en raison du caractère périodique des précipitations, il convient d'utiliser un débit durable adaptatif selon les périodes sèches et humides [*Jakeman et al.*, 2016; *Maimone*, 2004; *Pierce et al.*, 2013] où l'estimation de la recharge prend tout son sens. Ce principe adaptatif permet également de profiter de la résilience de l'aquifère afin de répondre aux besoins des populations. En effet, principalement en raison de l'importance du stock, cette dynamique fournit à l'aquifère un caractère résilient très apprécié en période de sécheresse. Ainsi, si les prélèvements à court terme ne sont pas toujours en accord avec la définition du débit durable, les prélèvements doivent suivre une ligne directrice qui correspond au principe de durabilité sur le long terme [*Aeschbach-Hertig and Gleeson*, 2012; *Gleeson et al.*, 2012]. L'expression du débit durable adaptatif est la suivante :

$$Q_{adaptatif} = \pm\delta R - \Delta D_{permis} \pm \delta S \quad (1.6)$$

où δR est directement relié à la recharge météorologique actuelle ou antérieure selon le type d'aquifère et δS peut correspondre à un besoin immédiat (si positif) ou à une absence de besoin (si négatif). δR doit être caractérisé selon la dynamique naturelle du système où les aquifères à capacité de "mémoire climatique" s'opposent aux aquifères superficiels marqués par les variations climatiques actuelles.

Suivant la valeur et le signe de δS , le débit d'exploitation à court terme peut varier d'un débit minier à un débit durable en passant par un débit de sécurité (Fig. 1.4). Si les limites à l'application du débit minier et du débit de sécurité sont évidentes en contexte stationnaire, l'utilisation de ces débits est envisageable dans un contexte transitoire afin de profiter de la résilience de l'aquifère. On parle donc d'un débit durable adaptatif comme un débit qui respecte le concept de durabilité sur le long terme mais qui peut parfois prendre la forme d'un débit de sécurité ou d'un débit minier à court terme afin de répondre aux besoins actuels [*Pierce et al.*, 2013].

1.6 Besoin de prédictions

Si la détermination d'un débit durable adaptatif nécessite la quantification et la compréhension des processus de recharge, elle demande également de déterminer la valeur de ΔD_{permis} qui est fortement dépendante de la capture des flux environnementaux. En réalité, l'estimation de ce terme est très complexe car il demande de prendre en compte les variations spatio-temporelles de la recharge, des prélèvements, des drains, des cours d'eau, etc... Ainsi, une gestion par essai/erreur semble compliquée à réaliser sur un système aquifère car (i) les temps de réactions et (ii) les conséquences visibles d'une surexploitation apparaissent trop tard (Fig. 1.1).

La modélisation hydrodynamique est un outil qui permet de synthétiser l'ensemble des connaissances actuelles sur un système aquifère afin d'en améliorer la compréhension des processus, d'en estimer les paramètres hydrodynamiques, de comprendre les conditions actuelles selon les conditions passées et de réaliser des prédictions. La capacité prédictive de la modélisation hydrodynamique est une solution à l'application du principe de durabilité pour l'exploitation d'un aquifère. En effet, l'utilisation d'un modèle hydrodynamique sur des conditions transitoires à long terme permet de simuler la capture des flux environnementaux. Ainsi, les prédictions de ce modèle peuvent servir à (i) vérifier la durabilité de la politique de gestion actuelle (prélèvements, drainage, etc..) et (ii) ajuster les prélèvements afin de corriger une trajectoire à long terme qui ne satisferait pas les conditions de durabilité. La modélisation numérique hydrodynamique, principalement en rai-

1. PROBLÉMATIQUE ET ÉTAT DE L'ART

son de son potentiel prédictif, s'impose donc comme l'outil qui permet de soutenir une politique de gestion [*Bredhoeft, 2002; Jakeman et al., 2016*].

Néanmoins, la modélisation hydrodynamique étant une représentation simplifiée du système naturel basée sur la synthèse des connaissances actuelles, la notion d'incertitudes (prédictives et paramétriques) est très prégnante. Si ces modèles sont utilisés afin de réaliser des prédictions qui peuvent soutenir des choix de gestion opérationnels, la fiabilité de la prédiction et la quantification de l'incertitude associée est nécessaire afin de fournir au gestionnaire une vision d'ensemble des choix disponibles et des éventuels conséquences attendues.

Le chapitre suivant aura pour principal objectif de présenter ces modèles hydrodynamiques de gestion et les principales problématiques liées à leur utilisation prédictive.

Chapitre 2

Éléments sur l'estimation des paramètres en modélisation hydrodynamique

Éléments sur l'estimation des paramètres en modélisation hydrodynamique

Résumé

L'application du principe de durabilité nécessite d'utiliser un modèle hydrodynamique où la résolution de l'équation de diffusivité permet de prendre en compte les variations spatiales et temporelles des transferts de pression dans la nappe exploitée. La valeur des paramètres étant peu ou mal connue à l'échelle spatiale du système aquifère, les paramètres peuvent être estimés par modélisation inverse. Cela consiste à utiliser de l'information historique disponible (e.g charge hydraulique) afin de contraindre la valeur des paramètres. Cependant, les solutions au problème inverse sont multiples et l'incertitude prédictive des modèles peut être importante. L'inférence Bayésienne est une méthode non linéaire pour l'estimation des paramètres et la quantification des incertitudes. Cette méthode consiste à quantifier une distribution *a posteriori* à partir de l'étude croisée d'une distribution *a priori* et des observations historiques. Si cette méthode sera utilisée dans la thèse afin d'interpréter un essai de nappe, elle est en pratique limitée lors d'une application opérationnelle d'un modèle hydrodynamique de gestion en raison des temps de calcul trop élevés. L'objectif de ce chapitre consiste à présenter les principales limites de la modélisation inverse en hydrodynamique et de proposer des solutions applicables à un modèle de gestion. La méthode de Levenberg-Marquardt est une méthode algorithmique pour l'estimation des paramètres qui est basée sur la minimisation d'une fonction "objectif" par l'utilisation de la matrice des dérivées partielles (matrice Jacobienne). La régularisation de Tikhonov consiste à associer une connaissance *a priori* au sein de la résolution du problème inverse afin de tendre vers une solution unique. Le complément de Schur est une méthode linéaire d'estimation de l'incertitude prédictive basée sur la réduction d'une incertitude *a priori* à partir de l'ajustement du modèle à des données historiques. Les méthodes de régularisation par décomposition en valeurs propres singulière, l'analyse de la variance de l'erreur et le Null space Monte-Carlo seront présentées mais non utilisées dans la thèse.

2.1 Introduction

L'application de la gestion durable nécessite de disposer d'un outil qui permet de représenter la dynamique de la diminution des flux environnementaux au profit des prélèvements (la capture) afin de tenir compte de la variation spatiale et temporelle des transferts de pression au sein de la nappe. Le principal intérêt de l'utilisation de la modélisation hydrodynamique dans le cadre de la définition d'une gestion durable est donc d'utiliser la résolution spatiale et temporelle de l'écoulement de l'eau dans le milieu poreux afin de caractériser le comportement à long terme du système aquifère.

Un modèle hydrodynamique peut être utilisé pour améliorer la compréhension du système (e.g. modèle heuristique), estimer des paramètres (e.g. interprétation d'un essai de nappe), comprendre le passé (e.g. estimation des conditions initiales avant exploitation), comprendre le présent (e.g. déterminer la source de pollutions identifiées au puits de production) et réaliser des prédictions (e.g. modèle hydrodynamique de gestion) [Reilly and Harbaugh, 2004]. Sur l'ensemble de ces utilisations, seulement les deux derniers (compréhension du présent et support d'une politique de gestion) impliquent d'obtenir des estimations quantitatives de variables d'intérêts (niveaux, échanges). Des exemples de modèles hydrodynamiques de gestion sont accessibles dans Harou and Lund [2008b]; Mylopoulos et al. [2007]; Pulido-Velazquez et al. [2008]; Saltel et al. [2014]; Schoups et al. [2006].

Un modèle hydrodynamique de gestion rassemble l'ensemble des connaissances passées disponibles au sein d'un modèle numérique permettant de retranscrire les lois physiques afin de réaliser des prédictions. Cette connaissance passée permet notamment d'améliorer la connaissance actuelle sur les paramètres constitutifs des lois physiques utilisées. Néanmoins, en réalité, la connaissance parfaite du passé est limitée par l'inaccessibilité de l'information hydrogéologique. En effet, les seuls points d'observations disponibles sont très localisés (piézomètres) et relativement récent. L'information historique disponible est par conséquent discontinue dans le temps et dans l'espace. La connaissance du passé est donc incomplète, ce qui implique que la prédiction du futur ne peut être envisagée sans la quantification des incertitudes associées.

La fiabilité d'une prédiction et, par extension, de la gestion durable appliquée à un système aquifère est fortement liée à la capacité à utiliser du mieux que possible les connaissances actuelles et, en raison de l'incapacité à représenter correctement l'ensemble de la complexité du système, de quantifier ensuite l'incertitude associée à la prédiction du modèle hydrodynamique de gestion. Le présent chapitre

2. ÉLÉMENTS SUR L'ESTIMATION DES PARAMÈTRES EN MODÉLISATION HYDRODYNAMIQUE

a pour objectif de présenter les méthodes algorithmiques aujourd'hui disponibles afin d'appliquer au mieux ces deux étapes indissociables à l'utilisation d'un outil prédictif. La deuxième section du chapitre (problème inverse pour un modèle hydrodynamique) aura pour objectif de présenter les principales limites à la résolution du problème inverse en hydrodynamique. La troisième section (l'inférence Bayésienne) présente l'inférence Bayésienne comme l'approche la plus évidente afin d'utiliser les observations historiques pour estimer les paramètres d'un modèle. L'application de cette approche étant limitée en raison des temps de calculs parfois très importants d'un modèle hydrodynamique de gestion, la quatrième section (étude du lien observations/paramètres) présente l'analyse des sensibilités et des corrélations comme une approche pratique qui permet d'améliorer la connaissance des limites de l'estimation des paramètres du modèle. La cinquième section (la calibration) présente la méthode opérationnelle classiquement utilisée pour estimer les paramètres d'un modèle hydrodynamique de gestion. Les solutions à la calibration étant multiples, la cinquième section (la régularisation) présente des méthodes algorithmiques qui permettent de tendre vers une solution unique par (i) l'apport d'information complémentaire sur les paramètres (régularisation de Tikhonov) et (ii) la réduction de l'espace des paramètres (décomposition en valeurs propres singulière). Malgré l'utilisation de ces méthodes pour l'estimation des paramètres du modèle, il est nécessaire de quantifier l'incertitude sur les paramètres mais surtout sur les prédictions. Ainsi, la dernière section (quantification des incertitudes) présente des méthodes algorithmiques applicables à un modèle hydrodynamique de gestion afin de quantifier les incertitudes à partir (i) d'une approche linéaire (variance de l'erreur et complément de Schur) et (ii) d'une approche non linéaire (Null space Monte-Carlo).

2.2 La modélisation hydrodynamique

La description spatiale et temporelle de l'écoulement de l'eau dans le milieu poreux est donnée pour un milieu hétérogène et anisotrope par l'équation de diffusivité [Anderson et al., 2015] :

$$\frac{\partial}{\partial x}(K_x \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(K_y \frac{\partial h}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z}(K_z \frac{\partial h}{\partial z}) = S \frac{\partial h}{\partial t} - q \quad (2.1)$$

où $K_{x,y,z}$ la conductivité hydraulique distribuée dans l'espace [L.T⁻¹], x,y et z les coordonnées spatiales du système, S le terme de stock de la nappe, h la charge hydraulique [L] et q le terme puits-source. La variable d'intérêt correspond à la détermination de h qui est lui même dépendant des paramètres de l'équation. L'équation de diffusivité peut s'exprimer par des formes simplifiées lorsque le problème est traité en régime permanent ($\frac{\partial h}{\partial t} = 0$) et/ou lorsqu'un écoulement

2.2 La modélisation hydrodynamique

2D est considéré (hypothèse de Dupuit-Forchheimer). La transmissivité correspond au produit de la conductivité hydraulique et de l'épaisseur mouillée (b) de la nappe ($T = K.b$). La transmissivité est temporellement constante en milieu confiné mais peut varier avec la charge hydraulique dans le cas d'une nappe libre. Les limites du domaine de modélisation sont représentées par des conditions de Dirichlet : potentiel imposé, Neumann : flux imposé et Cauchy : mixte. L'examen plus précis de l'Eq. 2.1 permettrait de montrer que la charge hydraulique h est une fonction non linéaire de la conductivité hydraulique K [Hill, 1992]. De plus, la résolution de l'Eq. 2.1 fait intervenir le ratio $\frac{q}{K}$ qui permet de mettre en évidence la corrélation entre la recharge et la conductivité hydraulique [Anderson et al., 2015; Haitjema, 2006].

Il existe deux principales méthodes numériques qui permettent d'appliquer la résolution spatiale de l'équation de diffusivité (différences finies et éléments finis). Une présentation complète de ces deux méthodes est réalisée par Wang and Anderson [1995]. Il existe de nombreux codes de calculs qui proposent une résolution numérique de l'équation de diffusivité dont les plus connus sont MODFLOW [Harbaugh, 2005], FEFLOW [Trefry and Muffels, 2007] ou Hydrogeosphere [Therrien et al., 2010].

La résolution de l'équation de diffusivité nécessite de connaître la valeur de paramètres (conductivité hydraulique, recharge, conditions limites, etc.). La mesure précise de ces paramètres est bien souvent impossible et se résume plutôt à une connaissance *a priori* qui peut être caractérisée par des bornes (valeurs minimum et valeurs maximum) ou une valeur moyenne associée à une distribution.

La plupart du temps, il existe une quantité importante d'observations de charges hydrauliques h qui présentent l'intérêt d'être intégrées sur une partie importante du système aquifère. Ces observations constituent une donnée historique sur l'état de pression de l'aquifère. Les chroniques de charges hydrauliques localisées au niveau des puits et piézomètres du système aquifère est souvent l'information la plus accessible car la moins onéreuse.

La démarche utilisée pour estimer les paramètres du modèle consiste à réaliser un ajustement historique sur les données observées (en anglais : history matching) afin d'utiliser l'information contenue par les observations pour contraindre les paramètres du modèle et restreindre par conséquent l'étendue de la distribution *a priori* de la valeur des paramètres (Fig. 2.1). Cette étape de la modélisation hydrodynamique est appelée modélisation inverse ou problème inverse [Carrera et al., 2005; Zhou et al., 2014]. Le problème inverse en hydrogéologie est défini comme "inverse" car les données connues (données historiques) doivent être in-

2. ÉLÉMENTS SUR L'ESTIMATION DES PARAMÈTRES EN MODÉLISATION HYDRODYNAMIQUE

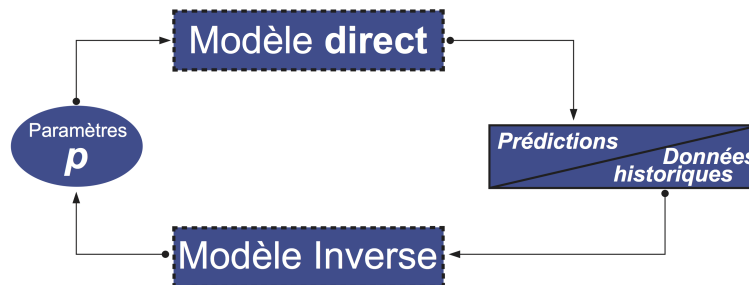


FIGURE 2.1: Représentation schématique du processus de modélisation inverse en hydrodynamique. Le modèle directe utilise la valeur vrai des paramètres afin de générer la prédiction. Le modèle inverse utilise des données historique considérées comme représentatives du système afin d’ajuster la valeur inconnue des paramètres.

versées afin de contraindre (i.e déterminer) la valeur des paramètres. L’objectif est d’améliorer la connaissance actuelle du système par l’utilisation de données historiques afin d’améliorer la qualité des prédictions du modèle. Cette étape est importante dans la réalisation d’un modèle hydrodynamique de gestion car un modèle qui ne permet pas de reproduire correctement les données observées est un modèle dont les performances prédictives seront limitées [Moore and Doherty, 2005]. Néanmoins, si cette étape est déterminante dans l’estimation des paramètres, elle n’est pas suffisante dans l’utilisation du modèle dont l’objectif principal est de réaliser des prédictions. Dès lors, ce n’est pas tend la qualité de l’estimation des paramètres qui sera déterminante dans l’utilisation du modèle mais plutôt la qualité des prédictions (principalement les niveaux piézométriques).

La démarche la plus intuitive pour estimer les paramètres consiste à réaliser un nombre important d’exécution du modèle au sein de la connaissance *a priori* des paramètres et de comparer les simulations aux observations afin de pouvoir identifier le(s) jeu(x) de paramètre(s) où le modèle permet de reproduire correctement les observations historiques. Les observations peuvent être reliées au modèle par la relation suivante :

$$\mathbf{h} = m(\mathbf{k}) + \varepsilon \quad (2.2)$$

où \mathbf{h} représente l’ensemble des observations disponibles, \mathbf{m} le modèle hydrodynamique, \mathbf{k} les paramètres du modèle et ε l’ensemble des erreurs de mesures. A partir d’une distribution *a priori* de \mathbf{k} , il est en théorie possible d’exécuter le modèle pour l’ensemble des jeux de paramètres et de garder les résultats qui permettent un ajustement correcte aux données historiques. La qualité de l’ajustement peut être quantifiée à partir d’une fonction “objectif”, l’erreur moyenne

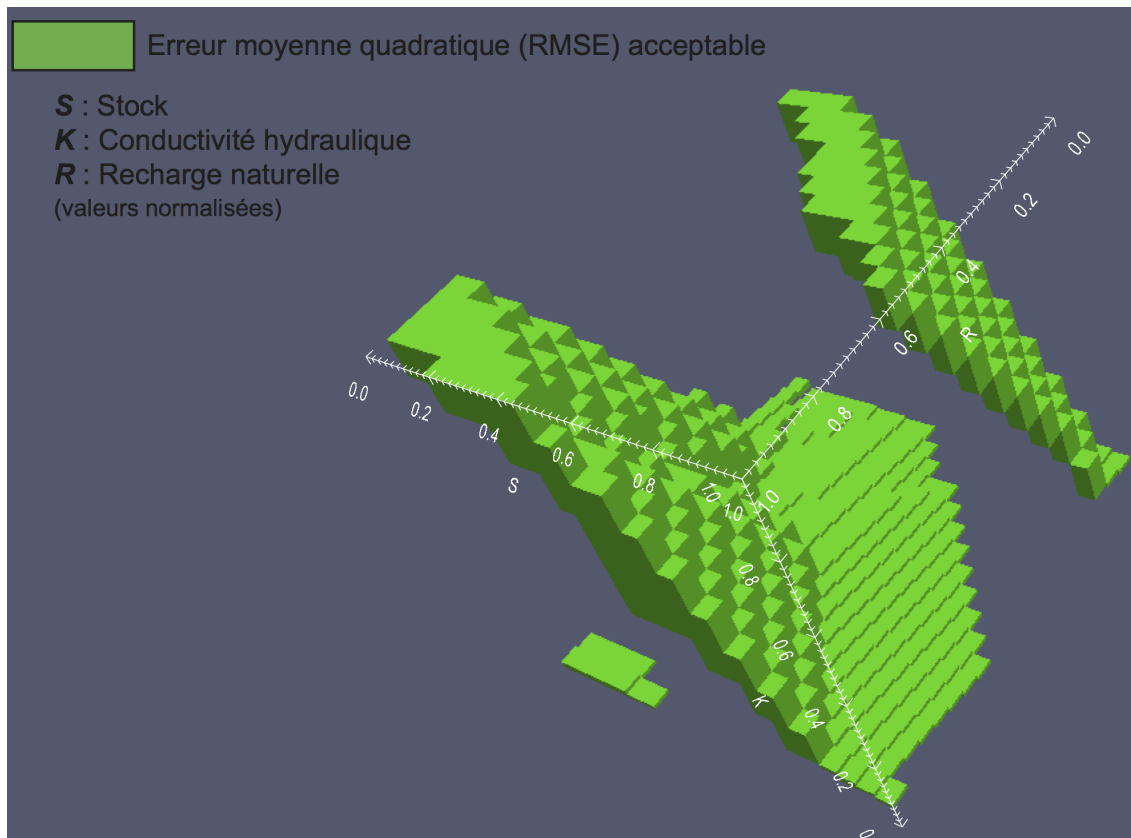


FIGURE 2.2: Exploration systématique de la fonction objectif dans l'espace de trois paramètres (S, K, R).

quadratique (RMSE).

$$RMSE = \sqrt{\sum_{n=1}^k (\mathbf{r} \times \mathbf{W})^2} \quad (2.3)$$

où \mathbf{r} représente les résidus (différences entre données simulées et données observées), n le nombre d'observations et \mathbf{W} la matrice des pondérations. Si le calcul de la RMSE est réalisé systématiquement sur l'ensemble de la distribution *a priori* de \mathbf{k} (on parle d'espace des paramètres), il est donc possible de représenter la fonction objectif dans l'espace des paramètres du modèle hydrodynamique (Fig. 2.2).

Cette exploration systématique sur un échantillonnage uniforme de la distribution *a priori* de \mathbf{k} permet de rejeter un grand nombre de jeux de paramètres qui ne permettent pas de reproduire correctement (au regard de la fonction ob-

2. ÉLÉMENTS SUR L'ESTIMATION DES PARAMÈTRES EN MODÉLISATION HYDRODYNAMIQUE

jectif) les données historiques. Néanmoins, il est encore possible de distinguer un nombre important de jeux de paramètres qui ne peuvent pas être discriminés avec les données disponibles. Pour chaque jeu de paramètres, il existe un modèle direct pour réaliser une prédiction. Cela s'explique par deux problématiques inhérentes à l'estimation des paramètres en hydrodynamique [Carrera et al., 2005] :

1. La fonction objectif (Eq. 2.3) ne dispose pas d'un minimum bien identifié mais plutôt d'une zone optimum où plusieurs solutions existent. Principalement en raison des erreurs de mesure (ε), la solution précise n'existe pas mais plutôt un ensemble de solutions. Il existe donc une limite au delà de laquelle l'information portée par les observations ne permet plus de réduire la fonction objectif [Moore and Doherty, 2005]. On parle de *non existence de la solution* au problème inverse [Aster et al., 2013].

2. Ensuite, si une solution exacte existe réellement (i.e. connaissance parfaite du passé), cette solution n'est pas forcément unique dans l'espace des paramètres. Il peut y avoir plusieurs solutions jugées correctes d'après l'évaluation de la fonction objectif. Ce comportement est principalement la conséquence de paramètres qui ne sont pas contraints par les observations (insensibilités) ou corrélés les uns avec les autres (corrélations). Autrement-dit, l'information contenue par les observations ne permet pas d'estimer l'ensemble des paramètres mais seulement une partie. Ainsi, il est possible de séparer l'espace des paramètres selon leurs capacité à être correctement estimée à partir des observations actuelles avec l'espace des solutions d'une part (paramètres dont les observations contiennent de l'information) et l'espace nul d'autre part (paramètres dont les observations ne contiennent pas assez d'information). On parle de *non unicité de la solution* au problème inverse [Aster et al., 2013].

Principalement en raison des erreurs de mesures et du lien insuffisant entre observations et paramètres, il est impossible de déterminer un jeu unique de paramètres à la solution du problème inverse. En d'autres termes, il existe un nombre important de modèles directs qui pourraient être utilisés pour réaliser une prédiction. Si chacun de ces paramètres mènent à des prédictions différentes, il devient nécessaire d'envisager toutes les solutions possibles. Il est considéré pour la suite du travail de thèse que le terme "incertitudes prédictives" fait référence à l'évaluation de la qualité du modèle sur la base de la prédiction. A titre d'exemple, si l'incertitude paramétrique est élevée (nombre important de solutions à la modélisation inverse) mais que les différents modèles alternatifs produisent la même prédiction, l'incertitude prédictive est faible. L'objectif principal de la modélisation inverse dans le cadre d'un modèle hydrodynamique de gestion consiste donc à identifier l'ensemble des solutions disponibles et évaluer ensuite l'incertitude prédictive du

modèle. Ainsi, si l’estimation des paramètres ne constitue pas une fin en soit, c’est bien l’évaluation de l’incertitude prédictive qui doit être placée au centre du travail de modélisation [Gallagher and Doherty, 2007].

2.3 L’inférence Bayésienne

L’inférence Bayésienne est l’approche la plus naturelle afin d’estimer les paramètres d’un modèle. Elle consiste à quantifier une distribution *a posteriori* à partir de l’étude croisée d’une distribution *a priori* et des observations historiques. Le raisonnement bayésien consiste à associer à une solution une probabilité d’occurrence et de représenter ensuite l’ensemble des solutions disponibles selon leurs probabilité d’occurrence. Par conséquent, l’approche bayésienne permet d’inclure directement (i) l’estimation des paramètres et (ii) la quantification de l’incertitude. Cette approche permet également de montrer explicitement le rôle des données historiques dans la réduction de l’incertitude prédictive d’un modèle et par conséquent, l’importance de l’estimation des paramètres dans l’amélioration de la fiabilité du modèle [Moore and Doherty, 2005].

L’approche Bayésienne considère le modèle \mathbf{m} comme une variable aléatoire où la solution à l’estimation d’un paramètre est représentée par une distribution probabiliste nommée distribution *a posteriori*. Ainsi, cette méthode permet de répondre à une problématique (e.g. prédiction d’un débit durable) en terme de probabilité d’occurrence. L’approche bayésienne inclue directement la connaissance *a priori* des paramètres par l’utilisation d’une distribution *a priori* qui, par l’application du théorème de Bayes (Eq. 2.4), est combinée aux observations historiques afin de produire la distribution *a posteriori* qui sera normalement réduite si les observations sont dites “informatives” (Fig. 2.3). Le théorème de Bayes est donné par la relation suivante [Aster et al., 2013] :

$$p(\mathbf{k} \mid \mathbf{h}) \propto L(\mathbf{k} \mid \mathbf{h})p(\mathbf{k}) \quad (2.4)$$

où $p(\mathbf{k})$ représente la distribution *a priori* sur les paramètres, $L(\mathbf{k} \mid \mathbf{h})$ représente la fonction du maximum de vraisemblance (plus l’ajustement entre les données observées et simulées est bon, plus forte est la valeur de la fonction) et $p(\mathbf{k} \mid \mathbf{h})$ représente la distribution *a posteriori* des paramètres (\mathbf{k}) selon les données observées (\mathbf{h}).

La méthode des chaînes de Markov (MCMC) permet de générer un échantillonnage efficace de la distribution *a posteriori* de \mathbf{k} . L’algorithme Metropolis-Hasting [Hastings, 1970; Metropolis et al., 1953] est un algorithme permettant de réaliser

2. ÉLÉMENTS SUR L'ESTIMATION DES PARAMÈTRES EN MODÉLISATION HYDRODYNAMIQUE

une chaîne de Markov avec un échantillon de taille limitée.

L'analyse des résultats de la distribution *a posteriori* donnée par la méthode MCMC requiert deux principales étapes. La première consiste à limiter les corrélations entre les différentes simulations. La solution consiste à ne retenir seulement les solutions qui sont relativement espacées les unes des autres afin d'éviter des problèmes de corrélation. L'analyse des autocorrélations permet de réaliser correctement ce traitement. La seconde étape consiste à retenir seulement les données de la distribution *a posteriori* lorsque les valeurs échantillonnées se stabilisent. En effet, les premières simulations sont souvent influencées par les valeurs initiales des paramètres.

En pratique, l'approche bayésienne demande un nombre très important d'exécution du modèle afin de pouvoir obtenir un nombre suffisamment représentatif de résultats dans la distribution *a posteriori*. Principalement en raison du besoin de réaliser un nombre très important de tirages, c'est une méthode qui est donc très adaptée à des modèles dont le temps d'exécution est relativement rapide (e.g. modèles analytiques). Si cette approche Bayésienne a été utilisée au sein du Chapitre 6 pour l'interprétation d'un essai de nappe, son application opérationnelle pour un modèle hydrodynamique de gestion est limitée en raison des temps de calculs du modèle. Ainsi, l'approche couramment utilisée pour l'estimation des paramètres d'un modèle hydrodynamique de gestion consiste à traiter le problème inverse comme un problème déterministe où une solution unique est recherchée : c'est la calibration. Néanmoins, comme illustré par la Fig. 2.2, la solution au problème inverse n'est pas unique. Dès lors, l'approche déterministe de la calibration qui consiste à ne retenir seulement qu'une solution unique au sein de l'espace des paramètres est fortement simplificatrice. Au regard des problèmes liés à la modélisation inverse en hydrodynamique, la calibration se doit d'être utilisée précautionneusement tant sur la recherche de la solution optimale que sur la quantification de l'incertitude prédictive qui implique d'examiner l'ensemble des solutions alternatives au modèle optimal sélectionné [Moore and Doherty, 2006]. La solution optimale (optimum) est représentée sur une approche bayésienne comme le mode de la distribution *a posteriori* et les solutions alternatives correspondent à l'écart type de la distribution *a posteriori*.

La suite du chapitre a pour objectif de présenter des méthodes disponibles afin de favoriser la recherche de la solution optimale et la quantification de l'incertitude prédictive. La démarche adoptée consiste à présenter des méthodes qui peuvent être appliquées pour un modèle hydrodynamique réel. En ce sens, à la différence de l'inférence Bayésienne, les méthodes qui seront présentées dans ce chapitre permettent de répondre aux problématiques de la modélisation inverse dans le cadre

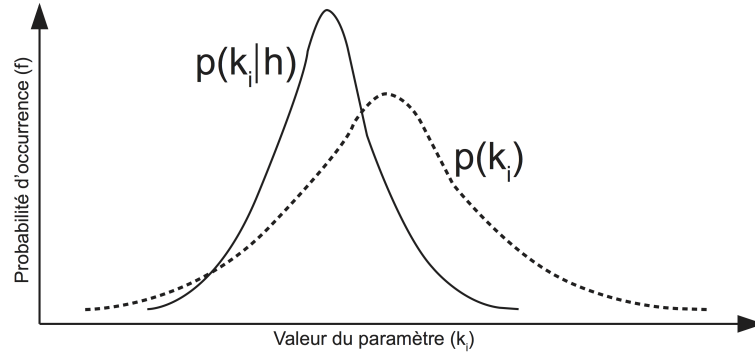


FIGURE 2.3: Distribution *a posteriori* ($f(\mathbf{k} | \mathbf{h})$) et *a priori* $f(\mathbf{k})$.

de la calibration d'un modèle hydrodynamique avec un temps de calcul élevé. Toutes les méthodes présentées utilisent une version linéaire du modèle.

2.4 Étude du lien observations/paramètres

L'étude du lien entre les observations et les paramètres doit permettre d'optimiser le processus de calibration du modèle par l'identification de paramètres ou groupes de paramètres qui ne pourront pas être estimés correctement avec les observations disponibles. Cette approche pratique permet, lorsqu'elle est utilisée en amont du processus de calibration, d'améliorer la connaissance sur les limites des observations actuelles à contraindre les paramètres [Hill *et al.*, 2015].

2.4.1 Les sensibilités

La sensibilité d'un paramètre à une observation ou groupe d'observations correspond à la dérivée du paramètre selon l'observation considérée :

$$\frac{\partial h}{\partial k} \tag{2.5}$$

où h est défini comme une valeur simulée correspondant à une observation et k un paramètre du modèle. En raison de la non linéarité des modèles hydrodynamiques, la sensibilité d'une observation à un paramètre varie selon la valeur du paramètre. C'est pour cette raison que ce type de sensibilité est qualifiée de locale [Saltelli *et al.*, 2004]. La sensibilité indique la pente d'une observation (valeur simulée) selon la modification d'un paramètre. Si la modification d'un paramètre n'influe que peu sur la valeur d'une observation, l'observation concernée ne permettra "potentiellement" pas d'estimer ce paramètre. Cela traduit par conséquent

2. ÉLÉMENTS SUR L'ESTIMATION DES PARAMÈTRES EN MODÉLISATION HYDRODYNAMIQUE

la capacité d'une observation à contraindre un paramètre.

Cependant, l'analyse de la sensibilité "classique" ne permet pas d'utiliser la comparaison entre les autres sensibilités car les unités sont différentes. Il est donc nécessaire d'utiliser une sensibilité adimensionnelle afin de pouvoir comparer les sensibilités de l'ensemble des paramètres sur les différents types d'observations :

$$dss = \left(\frac{\partial h}{\partial k} \right) kw^{1/2} \quad (2.6)$$

où w représente le poids à une observation h . Ce poids étant considéré comme l'inverse de sa variance ($w = \frac{1}{\sigma^2}$), d'après *Hill and Tiedeman* [2006], il est également possible d'exprimer la sensibilité adimensionnelle comme :

$$dss = \left(\frac{\partial h}{\partial k} \right) \frac{k}{100} \left(\frac{100}{\sigma} \right) \quad (2.7)$$

Ainsi, à partir de l'expression 2.7, la sensibilité adimensionnelle permet d'exprimer la variation de l'observation (h) avec un pourcentage de l'écart type de l'erreur selon une augmentation de 1% de la valeur du paramètre k . Par exemple, si la valeur de la sensibilité adimensionnelle est de 10, une variation de 1 % sur la valeur du paramètre produira une variation de 10 % de l'écart type sur l'observation. La sensibilité adimensionnelle comprend par conséquent les effets de la sensibilité classique mais également des erreurs de mesures représentées par le poids accordé à l'observation.

La sensibilité composite permet d'exprimer la quantité d'information portée par un ensemble d'observations pour l'estimation d'un paramètre.

$$css = \sum_{n=1}^{ND} \left[(dss)^2 \times ND^{-1} \right]^{1/2} \quad (2.8)$$

Le terme ND représente le nombre total d'observations. La sensibilité composite peut être utilisée afin de comparer les paramètres pour lesquels les observations portent le plus d'informations. Ainsi, l'analyse de la sensibilité composite peut permettre de choisir de fixer certains paramètres à des valeurs préférées plutôt que de les inclure au sein du processus d'estimation des paramètres. Une sensibilité composite de 1 signifie qu'une variation de 1 % de la valeur d'un paramètre induira, sur l'ensemble des observations, une variation moyenne équivalente à 1 % de l'écart type des observations.

Il existe deux principales limites concernant l'analyse de sensibilité. La première concerne l'établissement d'un seuil à partir duquel on considère qu'un paramètre

ne peut pas être estimé avec les observations disponibles (paramètre insensible). D'après *Hill and Tiedeman* [2006] une valeur de la sensibilité composite inférieure à 1 indique un paramètre non contraint par les observations. La seconde, la principale limite de l'utilisation de l'analyse de sensibilité, est de ne pas considérer les relations entre les paramètres. Par exemple, un paramètre peut avoir une forte sensibilité aux observations (potentiellement contraint par les observations) mais être corrélé à un autre paramètre. Dès lors, la modification conjointe de ces deux paramètres ne produira aucune variation conséquente sur les observations. En dépit de la forte sensibilité du paramètre seul, il sera impossible de déterminer les deux paramètres de manière unique.

2.4.2 Les corrélations

L'analyse des corrélations doit être utilisée en complément à l'analyse de sensibilité [*Hill and Tiedeman*, 2006]. Le coefficient de corrélation est défini comme :

$$pcc = \frac{Cov(p_1, p_2)}{[\sigma_{p1}^2 \times \sigma_{p2}^2]} \quad (2.9)$$

où $Cov(p_1, p_2)$ est la covariance entre deux paramètres et σ^2 les variances respectives des paramètres. L'analyse des corrélations indique à quel point un paramètre donné peut être contraint à partir des observations disponibles. Le coefficient de corrélation peut varier de -1 (anticorrélation) à 1 (corrélation). Généralement un seuil empirique de 0.95 est utilisé afin de définir un paramètre corrélé. Si le paramètre est qualifié de corrélé, alors, il ne pourra pas être estimé indépendamment du paramètre auquel il est corrélé.

Les sensibilités et les corrélations permettent de “diagnostiquer” la capacité des observations à contraindre les paramètres du modèle. La principale limite étant la non linéarité des modèles hydrodynamiques et donc la représentativité des résultats sur l'ensemble de l'espace des paramètres. Concernant les sensibilités, il est possible d'utiliser des analyses de sensibilités globales [*Sobol*, 2001] obtenue non plus à partir d'un jeu de paramètre initial mais à partir d'une distribution stochastique de la valeur des paramètres [*Saltelli et al.*, 2004]. Cette approche globale est fortement limitée par le temps de calcul du modèle et par conséquent difficilement réalisable dans le cas d'un modèle hydrodynamique de gestion. Concernant les corrélations, *Hill and Tiedeman* [2006] recommandent de réaliser le calcul des pcc sur plusieurs points afin d'être plus représentatif de l'ensemble du modèle. Lorsqu'un modèle hydrodynamique contient un nombre important de paramètres, il est préférable de réaliser l'analyse des corrélations sur des groupes de paramètres [*Hill and Tiedeman*, 2006].

2.5 La calibration

La calibration est une approche déterministe (par opposition à l'approche stochastique bayésienne) à la résolution du problème inverse. Le principe consiste à minimiser une fonction “objectif” :

$$\Phi = \sum_{n=1}^k ((\mathbf{h}_{\text{sim}} - \mathbf{h}_{\text{obs}}) \times \mathbf{W})^2 \quad (2.10)$$

où \mathbf{h}_{sim} et \mathbf{h}_{obs} les simulations et les observations sur les charges hydrauliques, \mathbf{W} la matrice des pondérations et \mathbf{k} le vecteur des paramètres du modèle. La minimisation de cette fonction est réalisée à partir d'un point de départ dans l'espace des paramètres (souvent représentatif de la connaissance *a priori*) pour arriver à un point final qui représente la solution “optimale”. On parle d'optimum dans l'espace des paramètres (Fig. 2.4 A).

Traditionnellement, la calibration est réalisée par essai-erreur. Les effets des principaux paramètres ou groupes de paramètres peuvent être identifiés. Cette étape permet également de développer un sens critique sur le modèle afin de s'approprier son fonctionnement. Ainsi, il est possible de vérifier la cohérence d'ensemble des données simulées en fonction des paramètres renseignés. En ce sens, l'ajustement par essai-erreur ne permet pas seulement de minimiser la fonction objectif mais d'apporter une connaissance certaine concernant le comportement général du système aquifère [Anderson *et al.*, 2015]. C'est donc une étape nécessaire à la mise en place d'un modèle hydrodynamique.

Néanmoins, l'estimation manuelle par essai-erreur devient souvent trop complexe et fastidieuse lorsqu'un nombre importants de paramètres constituent le modèle. Les relations qu'ils entretiennent et le caractère subjectif de l'approche ne permet pas de s'assurer d'atteindre l'optimum. Lorsque les prédictions du modèle supportent un cadre légal (support d'une politique de gestion), il devient problématique de ne pas envisager les autres solutions qui permettent également d'obtenir la même qualité de l'ajustement aux observations. En reconnaissance de cela, il est nécessaire d'utiliser une méthodologie rigoureuse afin de justifier des choix effectués et du modèle optimal sélectionné. Une telle approche est compliquée seulement avec une estimation manuelle par essai-erreur mais réalisable grâce à l'utilisation de méthodes algorithmes [Doherty, 2015; Hunt *et al.*, 2007; Poeter and Hill, 1997].

La base de ces méthodes consiste à reproduire le processus itératif réalisé par essai-erreur mais d'une manière “automatique” (Fig 2.4 A). Même si ces mé-

thodes tendent à automatiser le processus itératif, leurs utilisation optimale n'est en rien automatique car fortement influencée par les paramètres constitutifs de ces méthodes qui permettent de rationaliser leurs utilisation afin de tendre vers une solution en accord avec la cohérence hydrogéologique. Ainsi, on préférera parler de méthodes algorithmiques plutôt que automatiques.

Ces méthodes algorithmiques reposent sur un processus itératif qui permet de résoudre le problème inverse à partir des dérivées partielles afin de calculer la "pente" de la fonction objectif dans l'espace de l'étude des paramètres (Fig 2.4 B). L'objectif général est d'atteindre, par un processus itératif, la solution où le gradient s'approche de 0 (optimum). Ces méthodes sont nommées "méthode des gradients" ou "méthode de régression". Le principe de base de ces méthodes repose sur la méthode de Newton pour des problèmes de régression non-linéaire.

En hydrodynamique, la fonction à minimiser est composée de plusieurs variables. La méthode de Newton permet en théorie de minimiser une fonction à plusieurs variables mais elle n'est pas utilisée en pratique car trop complexe (résolution d'une matrice hessienne). Ainsi, les algorithmes tels que Gauss-Newton ou Levenberg-Marquardt sont utilisés en pratique car ces méthodes utilisent une résolution approchée permettant de remplacer l'utilisation des dérivées partielles secondes par la résolution d'une matrice jacobienne (\mathbf{J}), la matrice des dérivées partielles, entre chacune des itérations [Aster *et al.*, 2013; Doherty, 2015; Oliver *et al.*, 2008]. La méthode de Levenberg-Marquardt sera utilisée dans les Chapitres 3 et 5 pour respectivement l'estimation des paramètres d'un modèle hydrodynamique synthétique et d'un modèle numérique couplé sol-surface.

Outres des problématiques liées à l'implémentation de la méthode de Levenberg-Marquardt dans un algorithme (e.g critères de convergence, précision des dérivées) et des problèmes de non-existence et de non-unicité inhérents à la résolution du problème inverse, les méthodes de régression non linéaire sont instables [Aster *et al.*, 2013]. En effet, la solution finale dépend fortement de la solution initiale proposée (point de départ de la minimisation). Une faible modification du point de départ de la solution peut amener à une solution fortement éloignée de la précédente solution. Cette problématique est la conséquence d'un problème mal posé [Hadamard, 1902]. Un problème inverse bien posé permet d'atteindre une solution unique et cela quel que soit le point de départ de la régression non linéaire. Pour un modèle hydrodynamique de gestion, principalement en raison du nombre très importants de paramètres, le problème inverse est souvent mal posé [Carrera *et al.*, 2005; Yeh, 1986]. Dès lors, la principale problématique des algorithmes de calibration sera d'utiliser des méthodes de régularisation afin de tendre vers un problème bien posé.

2. ÉLÉMENTS SUR L'ESTIMATION DES PARAMÈTRES EN MODÉLISATION HYDRODYNAMIQUE

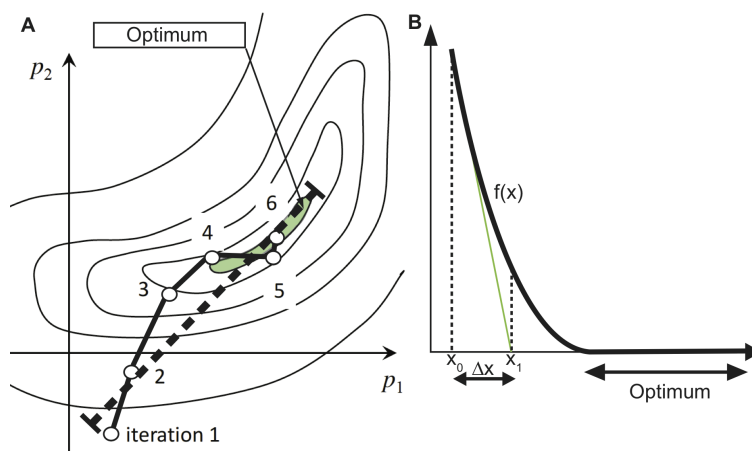


FIGURE 2.4: A : Contours de la fonction objectif dans l'espace de deux paramètres (p_1 et p_2). B : Pente de la fonction objectif ($f(x)$) dans un espace 1D et illustration du principe d'une itération partant d'un point de départ x_0 pour finir à un point d'arrivé x_1 . Modifié d'après [Doherty, 2015]

2.6 La Régularisation

La régularisation est le processus qui permet de tendre vers un problème bien posé et d'atteindre ainsi une solution unique à la suite de la régression non linéaire [Aster *et al.*, 2013]. La régularisation permet donc de répondre au problème d'équifinalité porté par l'incapacité des observations à contraindre l'ensemble des paramètres du modèle hydrodynamique. L'étude du lien entre les observations et les paramètres du modèle permet d'envisager une régularisation manuelle. Cette approche consiste à appliquer le principe de parcimonie en limitant volontairement le nombre de paramètres afin de rester sur un problème bien posé. Cependant, ce processus de simplification amène à restreindre la résolution paramétrique du modèle qui peut ne plus être suffisamment complexe afin de retranscrire la complexité du milieu naturel [Hunt *et al.*, 2007; Moore and Doherty, 2006]. Ainsi, lorsque le principe de parcimonie n'est pas forcément justifié (forte hétérogénéité du milieu poreux), il convient d'appliquer une paramétrisation en accord avec la complexité du milieu naturel et d'appliquer ensuite une régularisation mathématique portée par (i) l'apport d'informations complémentaires (régularisation de Tikhonov) et/ou par (ii) la décomposition en valeur propres singulières (SVD).

2.6.1 Apport d'information complémentaire : régularisation de Tikhonov

La régularisation de Tikhonov [Tikhonov and Arsenin, 1977] peut s'exprimer selon différentes formes qui sont décrites dans Aster et al. [2013]. Le principe de base consiste à apporter de l'information complémentaire sur les paramètres à la régression non linéaire afin de favoriser l'obtention d'une solution unique qui ait un sens hydrogéologique d'après une connaissance *a priori* du système. Ces informations complémentaires peuvent correspondre à une estimation locale des paramètres ou à une connaissance d'expert. Son application au sein des algorithmes de régression non linéaire s'effectue par la définition d'une fonction objectif de régularisation (Φ_r) :

$$\Phi_r = \sum_{n=1}^q ((k - q) \times w)^2 \quad (2.11)$$

où k représente un paramètre à estimer, q sa valeur *a priori* et w le poids accordé à la valeur *a priori*. La fonction objectif totale (Φ_t) est composée de la fonction objectif de mesure (Eq. 2.10) et de la fonction objectif de régularisation (Eq. 2.11) :

$$\Phi_t = \Phi_m + \alpha^2 \Phi_r \quad (2.12)$$

où α est un paramètre de régularisation permettant d'accorder plus ou moins d'importance aux observations *a priori* apportées et représentées par Φ_r . La détermination de ce paramètre est subjectif. Dans un premiers temps, il est recommandé de ne pas accorder trop d'importance à la fonction objectif de régularisation (faible α) afin d'évaluer la performance du modèle sur l'ajustement aux données observées [Anderson et al., 2015; Doherty, 2015]. Puis, dans un deuxième temps, le paramètre de régularisation peut être augmenté afin d'accorder plus d'importance aux valeurs *a priori* jusqu'à ce qu'une faible augmentation de α provoque une forte augmentation de la fonction objectif totale. [Doherty, 2015] recommande de fixer α entre 5 et 10 % de la valeur minimum de Φ_t .

Cette méthode de régularisation sera utilisée au sein des Chapitres 3 et 5 pour l'aide à la convergence de l'algorithme de Levenberg-Marquardt à la résolution du problème inverse. Cette méthode qui consiste à valoriser une connaissance *a priori* constitue l'orientation privilégiée du travail proposé par la partie II.

2. ÉLÉMENTS SUR L'ESTIMATION DES PARAMÈTRES EN MODÉLISATION HYDRODYNAMIQUE

2.6.2 Réduction de l'espace des paramètres : décomposition en valeurs propres singulière (SVD)

A l'inverse de la régularisation de Tikhonov qui ajoute de l'information aux processus de régression non-linéaire, la décomposition en valeurs propres singulière (méthode SVD) consiste à réduire l'espace des paramètres à ceux qui peuvent réellement être estimés avec les observations disponibles. Ces paramètres sont identifiés à partir de l'utilisation des dérivées partielles afin de décomposer l'espace des paramètres en (i) l'espace des solutions et (ii) l'espace nul. Cette décomposition nécessite la définition d'un seuil de troncature basé sur l'étude des valeurs propres [Aster *et al.*, 2013].

Les valeurs propres et vecteurs propres de la matrice $\mathbf{J}(\mathbf{k})^T \mathbf{J}(\mathbf{k})$ sont définis comme :

$$\mathbf{J}(\mathbf{k})^T \mathbf{J}(\mathbf{k}) \simeq (\mathbf{V} \mathbf{E} \mathbf{V}^T) \quad (2.13)$$

où \mathbf{V} est la matrice des vecteurs propres et \mathbf{E} la matrice diagonale des valeurs propres. L'analyse des valeurs propres et vecteurs propres permet d'identifier la projection des paramètres dans l'espace des solutions [Anderson *et al.*, 2015]. Autrement-dit, l'analyse des composantes principales permet d'identifier la part d'information portée par les observations pour un paramètre. Ainsi, le principe de base de la décomposition en valeurs propres singulières est de restreindre l'espace des paramètres à ceux dont la projection dans l'espace des solutions est suffisamment important pour pouvoir être contraint par les observations disponibles. Un seuil de troncature permet de séparer le modèle entre (i) les paramètres suffisamment contraints et (ii) insuffisamment contraints par les données observées. La détermination de ce seuil de troncature peut être réalisé par l'analyse de la variance de l'erreur comme le nombre maximum de paramètres qui permet de minimiser l'incertitude avec les données disponibles. L'espace du modèle est donc séparé avec l'espace des solutions d'une part ($\mathbf{V}_1 \mathbf{E}_1 \mathbf{V}_1^T$) et l'espace nul d'autre part ($\mathbf{V}_2 \mathbf{E}_2 \mathbf{V}_2^T$).

$$\mathbf{J}(\mathbf{k})^T \mathbf{J}(\mathbf{k}) \simeq \mathbf{V}_1 \mathbf{E}_1 \mathbf{V}_1^T + \mathbf{V}_2 \mathbf{E}_2 \mathbf{V}_2^T \quad (2.14)$$

L'espace nul est caractérisé par des paramètres ou groupes de paramètres qui ne peuvent pas être estimés à partir des données observées. La méthode SVD revient à résoudre la régression non linéaire sur une version simplifiée/dégradée du modèle contenant seulement les paramètres qui contrôlent le plus les simulations. L'application de la méthode permet de tendre vers une solution unique au regard des données disponibles. Néanmoins, afin de tendre vers une solution

en accord avec l'expertise hydrogéologique du système naturel, la méthode SVD doit être utilisée avec une méthode de régularisation complémentaire tel que la régularisation de Tikhonov.

2.7 Quantification des incertitudes

2.7.1 Analyse de la variance de l'erreur

La variance de l'erreur est une analyse semi-quantitative de l'incertitude paramétrique ou prédictive d'un modèle selon la capacité du processus de calibration à la réduire. Les observations disponibles sur les paramètres étant sporadiques dans le temps et dans l'espace, il existe une limite à la paramétrisation d'un modèle liée à sa capacité à correctement reproduire les données observées (existence de la solution). Au delà de cette limite paramétrique, un meilleur ajustement sera obtenu mais les incertitudes liées aux erreurs de mesures augmenteront fortement car les données observées ne permettront pas de soutenir l'information nécessaire à l'estimation de l'ensemble des paramètres du modèle. Dans une logique de régularisation par l'analyse des valeurs singulières (SVD), l'analyse de la variance de l'erreur permet d'orienter le processus de calibration afin de réduire l'incertitude paramétrique ou prédictive. A la suite d'une démonstration complète de la méthode réalisée par *Moore and Doherty* [2005] et *Tonkin et al.* [2007], la variance de l'erreur pour les paramètres s'exprime comme :

$$C_{\mathbf{p}-\hat{\mathbf{p}}} = (\mathbf{I} - \mathbf{R})C(\mathbf{p})(\mathbf{I} - \mathbf{R})^t + \mathbf{G}C(\epsilon)\mathbf{G}^t \quad (2.15)$$

avec

$$\mathbf{R} = \mathbf{V}_1 \mathbf{V}_1^t \quad (2.16)$$

$$\mathbf{G} = \mathbf{V}_1 \mathbf{E}_1^{-1} \mathbf{V}_1^t \mathbf{Q} \quad (2.17)$$

$$C(\epsilon) = \sigma_h^2 \mathbf{Q}^{-1} \quad (2.18)$$

$$\sigma_h^2 = \frac{\Phi}{n - m} \quad (2.19)$$

où \mathbf{V}_1 représente la matrice des vecteurs propres dans l'espace des solutions ; \mathbf{E} la matrice diagonale des valeurs propres ; $C(\mathbf{p})$ la matrice des variances-covariances des paramètres ; Φ la fonction objectif de mesure ; n le nombre de paramètres ; m le nombre d'observations ; $C(\epsilon)$ la matrice des variances associées

2. ÉLÉMENTS SUR L'ESTIMATION DES PARAMÈTRES EN MODÉLISATION HYDRODYNAMIQUE

aux erreurs de mesures et \mathbf{Q} la matrice des pondérations. \mathbf{R} , la matrice de résolution, représente la correspondance entre les paramètres estimés et les valeurs vrai (inconnues). \mathbf{G} est une matrice utilisée afin de calculer la valeur des paramètres à partir du meilleur ajustement aux données historiques.

Le premier terme de l'équation 2.15 est représenté par la matrice des variances-covariances *a priori* sur les paramètres. Elle constitue la connaissance actuelle du système. Ses termes diagonaux représentent les variances. Elles traduisent l'incertitude actuelle sur les paramètres. Ses termes non diagonaux caractérisent le degrés de corrélation entre les paramètres. Si les termes non diagonaux de la matrice des variances-covariances sont assignés à 0, cela traduit une indépendance totale des paramètres (aucune corrélation). Si les termes diagonaux sont renseignés à 0, cela traduit une connaissance parfaite *a priori* sur les paramètres.

Le second terme de l'équation 2.15 est représenté par la matrice $C(\epsilon)$ qui regroupe les variances et covariances concernant les erreurs de mesure sur les observations. Cette matrice est normalement supposée diagonale. Les erreurs de mesures sont par conséquent considérées indépendantes [Moore and Doherty, 2005].

Finalement, l'équation 2.15 regroupe l'incertitude paramétrique portée par (i) la simplification paramétrique du modèle (premier terme) et (ii) les erreurs de mesures sur les observations (second terme). La variance de l'erreur est donc l'addition de ces deux termes.

Doherty and Hunt [2010] proposent d'utiliser la matrice \mathbf{R} afin d'introduire le terme "identifiabilité" comme une statistique descriptive de la capacité d'un réseau d'observation à contraindre l'estimation d'un paramètre lorsqu'une régularisation par troncature (SVD) est utilisée. L'identifiabilité représente le cosinus de l'angle entre un paramètre et sa projection dans l'espace des solutions. L'identifiabilité varie de 0 (paramètre non identifiable) à 1 (paramètre complètement identifiable).

La variance de l'erreur d'une prédiction pour laquelle la valeur vraie (inconnue) notée s dont les sensibilités des paramètres \mathbf{p} à la prédiction est représentée par le vecteur \mathbf{y} s'exprime à partir de la formulation suivante :

$$s - \hat{s} = \mathbf{y}^T (\mathbf{p} - \hat{\mathbf{p}}) \quad (2.20)$$

L'équation 2.20 représente l'erreur de la prédiction d'un modèle. La variance de la prédiction s'exprime :

$$\sigma_{(s-\hat{s})}^2 = \mathbf{y}^T C(\mathbf{p} - \hat{\mathbf{p}}) \mathbf{y} \quad (2.21)$$

En remplaçant ainsi l'équation 2.21 dans 2.15 la variance de l'erreur pour une prédiction s'exprime :

$$\sigma_{s-\hat{s}}^2 = \mathbf{y}^T (\mathbf{I} - \mathbf{R}) C(\mathbf{p}) (\mathbf{I} - \mathbf{R})^t \mathbf{y} + \mathbf{y}^t \mathbf{G} C(\epsilon) \mathbf{G}^t \mathbf{y} \quad (2.22)$$

2.7.2 Complément de Schur

Le complément de Schur appliqué à l'analyse linéaire des incertitudes s'inscrit dans une logique bayésienne où une connaissance *a priori* des incertitudes sur la valeur des paramètres est requise afin d'en quantifier une incertitude *a posteriori*. Autrement-dit, cette méthode permet de quantifier une incertitude (paramétrique ou prédictive) à partir de la réduction d'une incertitude *a priori*. Selon une démonstration complète proposée par *Fienen et al.* [2010], il est possible de déterminer une valeur absolue de l'incertitude d'un paramètre à partir de la relation suivante :

$$C'_{\mathbf{p}} = C(\mathbf{p}) - C(\mathbf{p}) \mathbf{J}^T [\mathbf{J} C(\mathbf{p}) \mathbf{J}^T + C_\epsilon]^{-1} \mathbf{J} C(\mathbf{p}) \quad (2.23)$$

où la variance *a posteriori* est calculée à partir de la réduction du terme de gauche ($C(\mathbf{p})$) par le terme de droite ($C(\mathbf{p}) \mathbf{J}^T [\mathbf{J} C(\mathbf{p}) \mathbf{J}^T + C_\epsilon]^{-1} \mathbf{J} C(\mathbf{p})$) qui représente le gain possible sur la connaissance des paramètres selon la matrice des variances-covariances ($C(\mathbf{p})$) et des erreurs de mesures ($C(\epsilon)$). L'équation 2.23 permet de propager la covariance à partir de données observées au jeu de paramètres p . Cette propagation peut également être réalisée pour une variable prédite qui peut s'exprimer à partir d'une transformation linéaire des paramètres tel que :

$$s = \mathbf{y}^T \mathbf{p} \quad (2.24)$$

où \mathbf{y} est un vecteur représentant la transformation linéaire de la prédiction (s) réalisée sur la base du vecteur \mathbf{p} . Ainsi, la valeur absolue de l'incertitude d'une prédiction peut s'exprimer à partir de la relation suivante :

$$\sigma_s^2 = \mathbf{y}^T C(\mathbf{p}) \mathbf{y} - \mathbf{y}^T C(\mathbf{p}) \mathbf{J}^T [\mathbf{J} C(\mathbf{p}) \mathbf{J}^T + C(\epsilon)]^{-1} \mathbf{J} C(\mathbf{p}) \mathbf{y} \quad (2.25)$$

L'équation 2.25 permet d'estimer une variance post-calibration de la prédiction à partir d'une connaissance actuelle des erreurs de mesures ainsi que des incertitudes pre-calibration sur les paramètres. Au même titre que pour l'analyse de la variance de l'erreur, la matrice $C(\epsilon)$ est considérée comme diagonale (erreurs de mesure indépendantes). Les termes diagonaux de la matrice $C(\mathbf{p})$ traduisent la méconnaissance actuelle sur les paramètres. *Doherty and Hunt* [2010] proposent d'utiliser le rapport entre la variance post-calibration et pre-calibration afin d'estimer "l'erreur relative". Cette statistique permet de comparer le gain potentiel

2. ÉLÉMENTS SUR L'ESTIMATION DES PARAMÈTRES EN MODÉLISATION HYDRODYNAMIQUE

de la calibration sur la réduction relative de la variance des paramètres ou des prédictions. L'analyse de l'erreur relative permet également de comparer la pertinence de certaines observations afin de guider une campagne de mesure dans l'objectif de réduire l'incertitude sur des paramètres, groupes de paramètres ou prédictions [Dausman et al., 2010; Fienen et al., 2010].

Le complément de Schur sera utilisée dans les Chapitres 3 et 5 pour la quantification de l'incertitude sur la prédiction d'un débit durable et de la recharge. Le principe utilisé par cette méthode pour quantifier l'incertitude prédictive *a posteriori* à partir d'une connaissance *a priori* s'inscrit dans la logique de la partie II qui a pour objectif de développer une connaissance *a priori* qui pourra être valorisée par l'utilisation de cette méthode pour (i) quantifier une incertitude prédictive et (ii) optimiser le placement d'un réseau de collecte d'informations complémentaires sur les paramètres pour réduire l'incertitude prédictive.

Un des principaux problèmes des méthodes de quantification des incertitudes présentées (variance de l'erreur et complément de Schur) est l'hypothèse linéaire. Dans l'objectif de se dégager de cette limite tout en maintenant un nombre d'exécution "raisonnables" pour rester applicable à un modèle opérationnel, il est présenté par la suite le principe de la méthode du Null space Monte-Carlo [Tonkin and Doherty, 2009].

2.7.3 Null space Monte-Carlo

La méthode du Null space Monte-Carlo est une méthode proposée par Tonkin and Doherty [2009] afin d'évaluer les solutions alternatives à un modèle calibré. Cette méthode "hybride" combine l'approche déterministe de la calibration à l'approche stochastique des méthodes Monte-Carlo. Une description détaillée de cette méthode est disponibles dans Anderson et al. [2015]; Doherty [2015]. Des exemples d'application de la méthode sont disponibles dans Burrows and Doherty [2015]; Herckenrath et al. [2011]; Sepúlveda and Doherty [2014]; Siade et al. [2015]

La principe général de la méthode est basé sur la décomposition en valeur propres singulière de l'espace des paramètres. Rappelons que l'approche SVD consiste à séparer l'espace des paramètres selon (i) les paramètres contraints par les observations (espace des solutions) et (ii) les paramètres non contraints par les observations (espace nul). A partir de cette décomposition de l'espace des paramètres, la méthode du null space Monte-Carlo consiste à générer aléatoirement une distribution des paramètres situés dans l'espace nul et, si les solutions obtenues ne respectent plus la calibration du modèle optimal, de recalibrer le modèle

avec ces nouvelles valeurs de paramètres de l'espace null.

La distribution aléatoire est basée sur l'étude des dérivées partielles du modèle optimal. De plus, les jeux de paramètres générés aléatoirement sont souvent proches de l'optimum global et leurs recalibration (si nécessaire) ne nécessite seulement qu'un nombre limité d'exécution de modèle. Ainsi, cette approche permet de combiner l'avantage opérationnel de l'approche déterministe avec la possibilité "d'explorer" l'espace des paramètres au voisinage de l'optimum de la solution. Cette méthode permet donc de quantifier l'incertitude prédictive liée à la non existence de la solution. Néanmoins, cette méthode ne permet d'obtenir qu'une estimation "locale" de solutions alternatives et implique par conséquent de s'assurer d'avoir atteint l'optimum.

2.8 Utilisation des méthodes présentées

Les différentes méthodes qui ont été présentées dans ce chapitre peuvent être appliquées à un modèle hydrodynamique de gestion. Certaines de ces méthodes (algorithme de Levenberg-Marquardt, régularisation de Tikhonov, complément de Schur et inférence Bayésienne) seront utilisées dans les chapitres suivant. Les méthodes de Levenberg-Marquardt, régularisation de Tikhonov et complément de Schur seront utilisées dans les Chapitres 3 et 5. La méthode de l'inférence Bayésienne sera utilisée dans le Chapitre 6.

Chapitre 3

Why should practitioners be concerned about predictive uncertainty of groundwater management models ?

Why should practitioners be concerned about predictive uncertainty of groundwater management models ?

Abstract

Numerical models are now commonly used to define guidelines for the sustainable management of groundwater resources. Despite significant advances in inverse modeling and uncertainty analysis, most of groundwater management models are still calibrated by manual trial and error and disregard predictive uncertainty. There is a gap between recent advances in inverse modeling and current practices in operational groundwater modeling. The disinterest of water practitioners for this issue can be explained by unawareness, lack of relevant and reliable datasets, difficulties of implementation and prohibitive computation times. The purpose of this study is to convince water practitioners and water managers that uncertainty analysis is not just a smart, optional add-on to a groundwater model, but rather a critical and necessary step. So as to broaden the audience of this paper out of the community of specialists, we use a simple didactic illustration and propose realistic, practical solutions. Based on a synthetic model, we highlight that if we follow common practices (parameter calibration solely against observed groundwater heads), our knowledge of the unknown parameters is not sufficient to constrain the predicted value of interest (the sustainable yield). This is a critical issue since management models are likely to be used for the design of legal frameworks. After this illustration, we argue that calibration algorithms should become a routine process to bring the uncertainty analysis to the forefront. We promote the use of a linear uncertainty analysis as a diagnostic tool for large real world groundwater management models. When uncertainty is high, stakeholders should encourage the collection of multiple data sets to expand the calibration data set and gather prior information on parameter values.

3.1 Introduction

Groundwater management is a great challenge in numerous regions of the world and will be emphasized by climate change in the coming decades [Aeschbach-Hertig and Gleeson, 2012; de Marsily, 2008; Wada *et al.*, 2014]. The management of an aquifer can be qualified as sustainable when groundwater abstraction rates can be maintained in the long term without causing unacceptable environmental, economic, or social consequences [Alley and Leake, 2004; Bredehoeft, 2002; Sophocleous, 2000; Zhou, 2009]. According to Custodio [2002], aquifer overexploitation can lead to the depletion of groundwater stock [Konikow, 2015], the reduction of streamflow [Kendy, 2003; Leake *et al.*, 2005] and to the alteration of wetlands [Esteller and Diaz-Delgado, 2002]. Pierce *et al.* [2013] defined the permissive sustainable yield as the maximum pumping rate that can be continuously withdrawn from the aquifer without causing unacceptable impacts on ecosystems, non-consumptive flows and non-market uses. The permissive sustainable yield will be called thereafter as the sustainable yield.

Given the complexity of natural hydrosystems, the definition of the sustainable yield is challenging and generally requires the implementation of a groundwater model [Jakeman *et al.*, 2016]. Numerical groundwater models are now commonly used to make predictions for the design of legal management frameworks of complex groundwater systems in a sustainable way [Liu *et al.*, 2010; Michael and Voss, 2008; Sepulveda *et al.*, 2012; Singh, 2014]. The optimum groundwater management can be approached either by manual trial-and-error through prospective scenarios analysis [Manghi *et al.*, 2012; Stanton and Clark, 2003] or by the optimization of an operational variable (e.g. wells locations, pumping rate...) [Singh, 2014]. Groundwater models generally involve numerous parameters that account for real world geological medium properties such as hydraulic conductivity and porosity. But model parameters can also describe the stresses to which an aquifer is subject such as natural recharge from meteoric precipitations and exchange flows with surface water bodies. The inverse modeling (or inverse problem) is the process of collecting information on model parameters by history matching [Konikow and Bredehoeft, 1992]. Model parameters are adjusted for model outputs to fit observed datasets, such as groundwater levels and spring discharges. Model calibration is usually considered as satisfying after the identification of a set of parameter values leading to an acceptable level of fit between observed and simulated records.

The inverse problem is said to be well-posed when it leads to a unique set of parameters [Aster *et al.*, 2013]. But for groundwater models, the inverse problem tends to be ill posed since history matching does not lead to a unique parameter

3. WHY SHOULD PRACTITIONERS BE CONCERNED ABOUT PREDICTIVE UNCERTAINTY OF GROUNDWATER MANAGEMENT MODELS ?

set [Carrera *et al.*, 2005]. An infinite number of parameters set can reproduce equally well a given set of observations. This has for consequence large uncertainties on parameter values, but also on model predicted values. This may have critical consequences, as groundwater management models are implemented in regions where the water issue is challenging and model results have legal consequences.

Parameter estimation techniques benefited from significant advances during the last decades [Carrera *et al.*, 2005; Doherty and Skahill, 2006; Zhou *et al.*, 2014], several calibration and uncertainty analysis algorithms are now available [Aster *et al.*, 2013; Tarantola, 2005]. The efficiency of calibration algorithms for groundwater models has been illustrated by numerous studies [Juckem and Coalition, 2009; Sedki and Ouazar, 2011] and some of them also include uncertainty analysis [Franssen *et al.*, 2009; Gallagher and Doherty, 2007; Herckenrath *et al.*, 2011]. As already addressed by Poeter and Hill [1997], the uncertainty analysis should be considered as a necessary step. Nevertheless, the application of recent advances of uncertainty analysis has been restricted to local scales studies [James *et al.*, 2009; Muleta and Nicklow, 2005]. While the use of complex groundwater management models becomes more and more widespread, the application of uncertainty analysis to these models remains occasional [Sepúlveda and Doherty, 2014; Siade *et al.*, 2015; Timani and Peralta, 2015]. In many circumstances, the calibration of groundwater management models is still conducted by manual trial and error [Boronina *et al.*, 2003; Zhang and Werner, 2009]. This being a tedious and time-consuming operation, it is generally assumed that once an acceptable level of fit between simulated and observed variables is obtained, predictions made by a calibrated model are sufficiently reliable to serve as a guide for management policy [Harou and Lund, 2008a; Mylopoulos *et al.*, 2007; Pulido-Velázquez *et al.*, 2006; Saltel and Pédrón, 2012; Schoups *et al.*, 2006].

There is a gap between recent advances in inversion theory and current practices in operational management models. We argue that this gap is a major barrier to the application of modern advances in inversion theory to real world management models. To our opinion, the current disinterest of water managers to uncertainty analysis is partly due to the lack of easily accessible information. The purpose of this study is to convince water practitioners and water managers that uncertainty analysis is not just a smart, optional add-on to a groundwater model, but rather a critical and necessary step. So as to broaden the audience of this paper out of the community of specialists, we use a synthetic stream-aquifer groundwater model as a simple illustrative case study and propose realistic solutions. The novelty of the present study is the use of a simple and didactic approach to illustrate issues that are commonly challenging to describe with complex, highly parameterized

3.2 Why is uncertainty analysis circumvented by practitioners ?

models.

This article is organized as follows. First, the reasons for the reluctance of operational groundwater modeling to recent advances in inverse modeling are reviewed. Then, a synthetic groundwater management model is presented to raise the attention of practitioners and water managers on the issue of equifinality and predictive uncertainty. Finally, the paper proposes realistic recommendations for operational groundwater modeling.

3.2 Why is uncertainty analysis circumvented by practitioners ?

A majority of current groundwater management models have not benefited from recent advances in inverse modeling. In order to better understand the reasons of this gap, we have exchanged with water managers and practitioners from the Adour-Garonne river basin (France). These interviews were of limited spatial coverage, but the concerns of water practitioners with numerical modeling are most probably similar in many other regions of the world.

First of all, if we slightly caricature the current context, water managers are either confident in groundwater model predictions or systematically suspicious and doubtful and advocate for trial and error groundwater management. When groundwater models are involved, a major concern for operational groundwater modelers lies in parameter estimation process. In many circumstances, this step is still conducted by manual trial and error. Practitioners are sceptics about the use of calibration algorithms by the fear to lose control of their model. They prefer to “keep an hand” on the calibration process so as to avoid inconsistency with their expert knowledge. A classical sensitivity analysis is often used to characterize the reliability of the groundwater model predictions.

Practitioners suffer from the lack of data and time to set up and calibrate their models. The complexity and lack of flexibility of groundwater management models makes the implementation of calibration and uncertainty analysis algorithms a tedious and time consuming operation. Moreover, the overall computation time can be long and prohibitive for parameter calibration and uncertainty analysis. *Hill* [1998] pointed out that the calibration of a model with an execution time over 30 minutes generally exceeds 15 hours (overnight simulation). Unfortunately, the execution time of numerous management models exceeds 30 minutes.

3. WHY SHOULD PRACTITIONERS BE CONCERNED ABOUT PREDICTIVE UNCERTAINTY OF GROUNDWATER MANAGEMENT MODELS ?

These elements reveal some reasons of the gap between practical groundwater modeling and recent advances in inverse modeling. For a broader discussion on the general disinterest for uncertainty analysis in water sciences, the reader can refer to *Pappenberger and Beven* [2006].

3.3 Illustration of the issue with a synthetic model

Although numerous scientific articles deal with the uncertainty of groundwater models, the subject may be hardly accessible to water managers and stakeholders. With a simple didactic groundwater management model, we intend to raise the attention of water managers and practitioners on the potentially large uncertainty of model predicted sustainable yield. The groundwater model we use is synthetic but the structure and parameters were chosen to be representative of real world settings. We consider a closed basin where an aquifer interacts with a stream. Though deliberately simplified, this model exemplifies some of the issues faced with numerous real world groundwater management models [*Barlow et al.*, 2003; *Montazar et al.*, 2010; *Pérez-Martín et al.*, 2014; *Rejani et al.*, 2008; *Safavi et al.*, 2010].

3.3.1 The groundwater model

We consider a synthetic groundwater model describing a theoretical but realistic simple stream-aquifer system in a 56 km² basin (Fig. 3.1,A). Pumping wells are distributed over the basin and their locations remains fixed throughout this study. They are fully penetrating and pumping rates are all identical. Groundwater flow is simulated with MODFLOW-2005 [*Harbaugh*, 2005]. Pre- and post-processing are conducted with the Flopy Python package [*Bakker et al.*, 2013] and Qgridder [*Pryet et al.*, 2015] from Qgis [*Team*, 2015]. The model has no-flow boundaries on all sides except at the southern boundary and no flow boundary at the bottom (Fig. 3.1,A). Reference parameter values (Table 3.1) are chosen to be likely for a temperate climate in a sedimentary basin. Recharge and hydrodynamic parameters are assumed homogeneous over the basin. The climate and evapotranspiration datasets have been extracted from the SAFRAN database [*Vidal et al.*, 2010], which is derived from observed measurements. Reference evapotranspiration dataset is used to generate recharge data [*Ledoux et al.*, 1984]. The recharge rate (0.3 m yr⁻¹) corresponds to a classical value in temperate climates [*Döll and Fiedler*, 2007] and values of hydrodynamic properties (9.10⁻⁵ m s⁻¹ and 0.09 for hydraulic conductivity and storage parameter, respectively) are compatible with unweathered limestone. The synthetic aquifer is unconfined and the storage parameter (S) corresponds to the drainable porosity. Stream-aquifer

3.3 Illustration of the issue with a synthetic model

flow (Fig. 3.1,B) is simulated with the MODFLOW RIVER package [Harbaugh, 2005] and the conductance parameter ($CRIV$) is assumed proportional to aquifer hydraulic conductivity [Cousquer et al., 2016; Rushton, 2007].

The model is run with reference parameter values (Table 3.1) in both steady state and transient conditions so as to provide synthetic observations of groundwater heads (which are measured on the field for real-world models). We assume observed heads devoid of any measurement noise. These synthetic observations (Fig. 3.3) describe the behaviour of the basin without human stresses.

We assume that in this basin, a 10% decline in stream baseflow can be considered as acceptable. Given this constraint, the sustainable yield is estimated by optimization of pumping rates with a particle swarm method [Poli et al., 2007]. With reference parameter values, the sustainable yield is estimated to $157 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ (Table 3.1).

3.3.2 Parameter estimation

We now assume that the modeler ignores the real values of model parameters (reference values listed in Table 3.1). Following common practices, model parameters can be constrained by history matching. The match between observed values (obtained with reference parameter sets) and simulated values can be evaluated with the root mean square error (RMSE).

Thanks to the simplicity of the synthetic groundwater management model (less than 5 seconds for an execution) and the limited number of parameters, it is possible to highlight the issue of equifinality with a didactic manner. To illustrate the inverse problem, we computed the map of the objective function for a likely range of parameter values (Fig. 3.2). The RMSE is evaluated for numerous set of parameters (ca. 900). If we move away from the reference parameter values (green circle), the value of the objective function increases. However, when parameters are modified jointly, this may have no effect on the objective function. This effect of parameter correlation is highlighted with the white valley at the center of the map. Many combinations of parameters may calibrate equally well the model.

The map of the objective function in the parameter space (Fig. 3.2) cannot be obtained for complex, real-world groundwater management models. In such contexts, optimum parameter sets can be obtained with calibration algorithms at shortest computation times. The PEST software is used to illustrate such calibration on the synthetic model with the GMLA (Gauss - Marquardt - Leven-

3. WHY SHOULD PRACTITIONERS BE CONCERNED ABOUT PREDICTIVE UNCERTAINTY OF GROUNDWATER MANAGEMENT MODELS ?

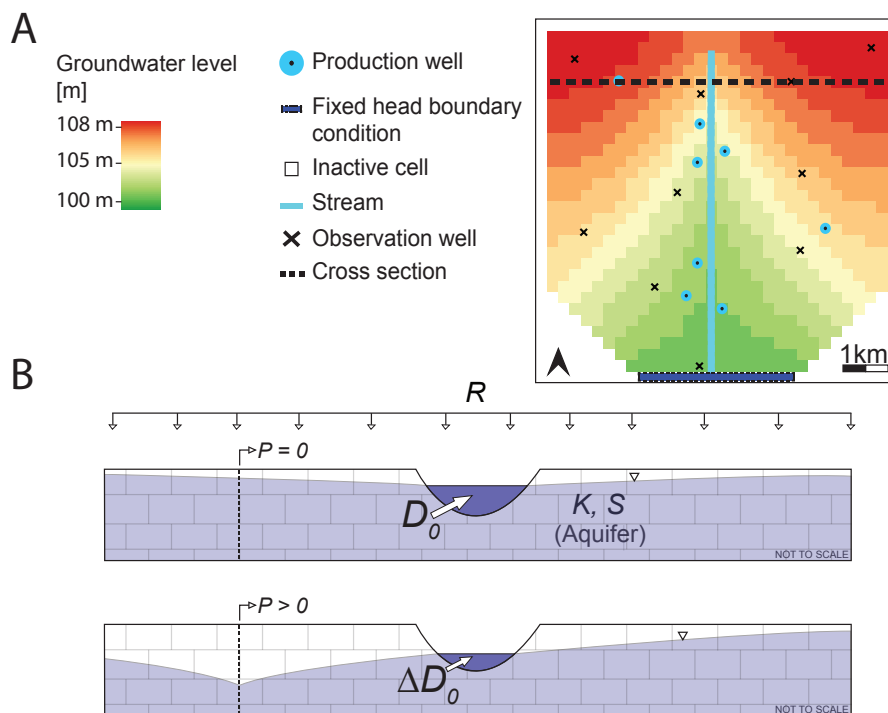


FIGURE 3.1: A : Groundwater levels in the synthetic basin under reference conditions without withdrawals. Groundwater can be abstracted from pumping wells (red dots), which reduces the flow from the aquifer to the stream (blue line). Groundwater level monitoring is performed with observation wells (black crosses). B : Cross section of the synthetic aquifer subject to homogeneous recharge (R), hydraulic conductivity (K) and storage coefficient (S). The production wells penetrates the entire thickness (70 m). There is an observed baseflow (D_0) under virgin condition. Withdrawals reduce the initial baseflow to a residual baseflow ($D = D_0 - \Delta D_0$).

3.3 Illustration of the issue with a synthetic model

TABLE 3.1: Synthetic model characteristics : K , hydraulic conductivity, R , recharge rate, S , storage coefficient, SY , sustainable yield.

Cell dimension	250×250 m
Model dimension	8×8 km
Geological unit thickness	70 m
K	2.10^{-5} m s ⁻¹
R	0.3 m y ⁻¹
S	9.10^{-2}
SY	157 m ³ h ⁻¹

berg) algorithm [Doherty, 2015, 2016a; Marquardt, 1963] from five different sets of starting values (Fig. 3.2). Depending on the starting point (yellow squares), the calibration yields to different calibrated parameter values (Fig. 3.2). The calibrated points A and B differ very slightly according to the objective function value but are very far in the parameter space. This non-uniqueness is characteristic of an ill-posed problem. The correlation between parameters (recharge and hydraulic conductivity) and the non-linearity of groundwater flow equation [Hill, 1992] leads to a nonlinear inverse problem with results in high parameter uncertainty [Carrera et al., 2005].

3.3.3 Predictive uncertainty

As for the reference parameters in section 3.1, the value of the sustainable yield is estimated for each set of parameters considered in Fig. 3.2. On Fig. 3.4, we superimpose to the map of the objective function (Fig. 3.2) the isolines of model-predicted sustainable yield.

Even if an acceptable level of fit between observed and simulated heads is reached, calibrated parameter values lead to drastically different values for the sustainable yield. The times series for calibrated parameter sets A and B (Fig. 3.3) are nearly identical but the corresponding values of the sustainable yield are very contrasting (156 m³ h⁻¹ for A and more than 700 m³ h⁻¹ for B). Depending on the parameter values considered as acceptable by history matching, the estimated sustainable yield ranges between 0 and 700 m³ h⁻¹ (Fig. 3.4). For low recharge rates, the sustainable yield is close to zero because of the constraint on baseflow. For high recharge rates, the sustainable yield is greater than hydrodynamic constraints, which leads to an excessive drawdown (drying out of the well). The issue is that among the parameter sets that do calibrate the model, the corresponding sustainable yield values predicted by the model span over a wide range. The high parameter uncertainty leads to a high predictive uncertainty and potentially to a

3. WHY SHOULD PRACTITIONERS BE CONCERNED ABOUT PREDICTIVE UNCERTAINTY OF GROUNDWATER MANAGEMENT MODELS ?

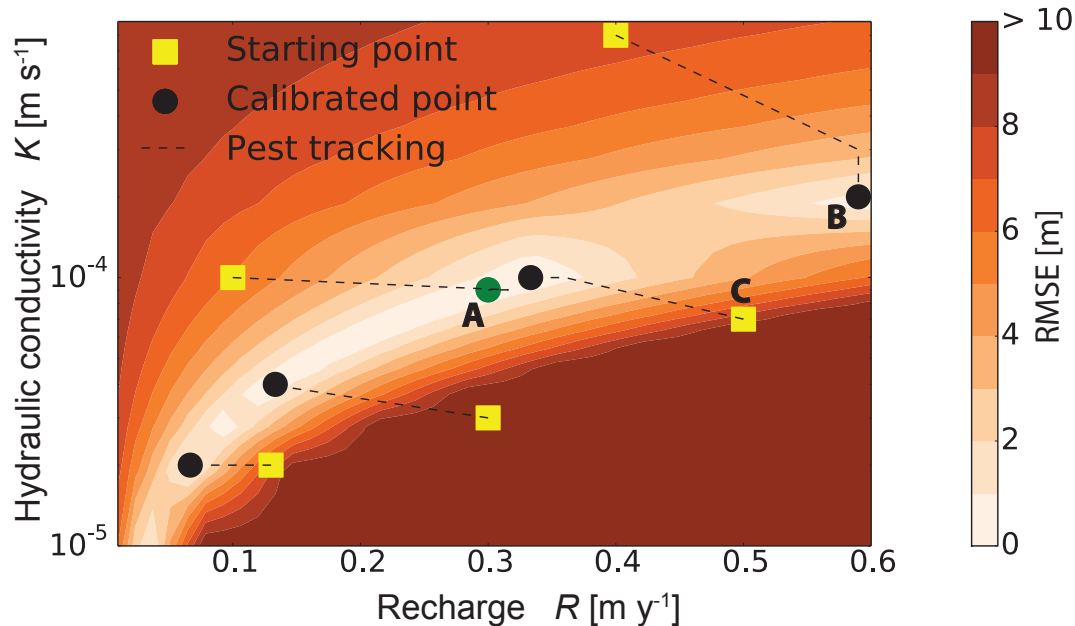


FIGURE 3.2: Values of the objective function (RMSE) for the steady state model in function of parameter values. The model can be considered as calibrated within the white areas. The calibrated parameter set obtained with PEST (circles) depend on the starting values (yellow squares). The true synthetic parameter set (green circle or point A) is identified by only one calibration process. Groundwater head time series for points A, B and C are illustrated in Fig. 3.3.

large variety of management policies. If omitted, such an uncertainty in groundwater management can lead to an unsustainable management policy. The fact that the management model is well calibrated does not ensure that we have the true parameter values and that the model is reliable to makes predictions for management purpose.

3.4 So what ? How to deal with predictive uncertainty ?

3.4.1 Improve regularization

As illustrated in the previous section, groundwater management models tend to present large and potentially discontinuous domains in the parameter space where model outputs fit equally well the observed values. Available software like PEST [Doherty, 2016a, b] and UCODE [Poeter and Hill, 1998] facilitate and

3.4 So what? How to deal with predictive uncertainty?

speed up the calibration process, but do not address the non-unicity of the solution. Calibration may even yield unreasonable parameter values so as to satisfy the mathematical adjustment between observed and simulated parameter values (Fig. 3.2).

In a broad sense, regularization is the word given to the process through which uniqueness of an ill-posed problem is achieved by adding additional constraints on the calibration algorithm [Aster *et al.*, 2013]. Literature review and field investigations can provide information about parameters values that may constitute expert knowledge on model parameters. For example, aquifer tests are useful to quantify the hydraulic conductivity and the drainable porosity of an aquifer. It should be noted that some form of regularization is conducted when a groundwater model is calibrated manually. Hydrogeologists when calibrating their models integrate more and less consciously their expert knowledge. It is necessary to assimilate this expert knowledge within the calibration algorithm through the process of regularization. As an example, Tikhonov regularization [Doherty, 2015; Tikhonov and Arsenin, 1977] integrates preferred parameter values through the introduction of a second objective function (regularization objective function). Regularization introduces the modeler soft knowledge to the calibration algorithm, which addresses the equifinality issue and leads to more reasonable parameter values. For the synthetic model, we assumed that some field investigations have been conducted and have provided estimates of aquifer hydraulic properties. This soft knowledge is introduced into the calibration process. When using regularization, the calibration algorithm converges to very similar calibrated parameter values (Table 3.2 and 3.3), whatever the initial parameter set is chosen. The use of regularization therefore leads to a well-posed (or even over-determined) inverse problem, which contributes to the convergence of calibration algorithms. Nevertheless, regularization values may be uncertain and does not address the issue of parameter and predictive uncertainty [Christensen and Doherty, 2008; Hunt *et al.*, 2007].

3.4.2 Linear uncertainty analysis

Uncertainty analysis is the process through which the uncertainty on parameters or predicted values is quantified in order to deal with a risk associated with different management strategies. As described in [Doherty, 2015], numerous nonlinear uncertainty analysis methods based on Monte Carlo samplings are applicable to groundwater models. Nevertheless, these methods require numerous model runs and are challenging to implement in routine for large management models with long execution times. Hill *et al.* [2015] argue that the near-exclusive reliance on computationally intensive methods for uncertainty analysis is unus-

3. WHY SHOULD PRACTITIONERS BE CONCERNED ABOUT PREDICTIVE UNCERTAINTY OF GROUNDWATER MANAGEMENT MODELS ?

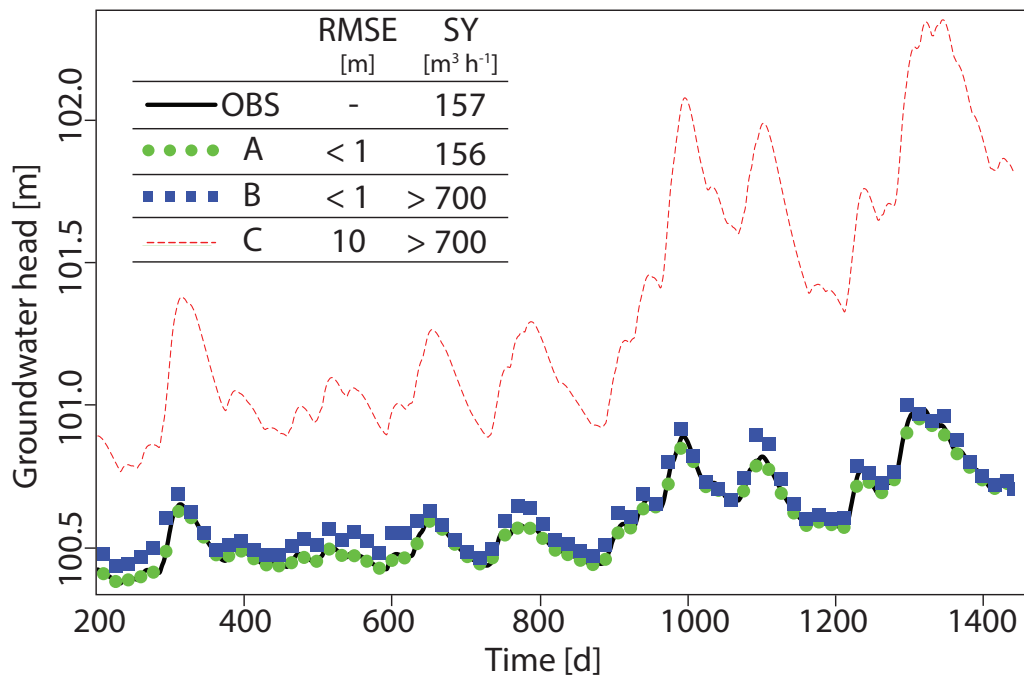


FIGURE 3.3: Groundwater head time series for calibrated point A and B and starting point C (Fig. 3.2). Points A and B are in agreement with the observed heads (RMSE < 1m) but yield markedly different predicted sustainable yield (SY).

3.4 So what? How to deal with predictive uncertainty?

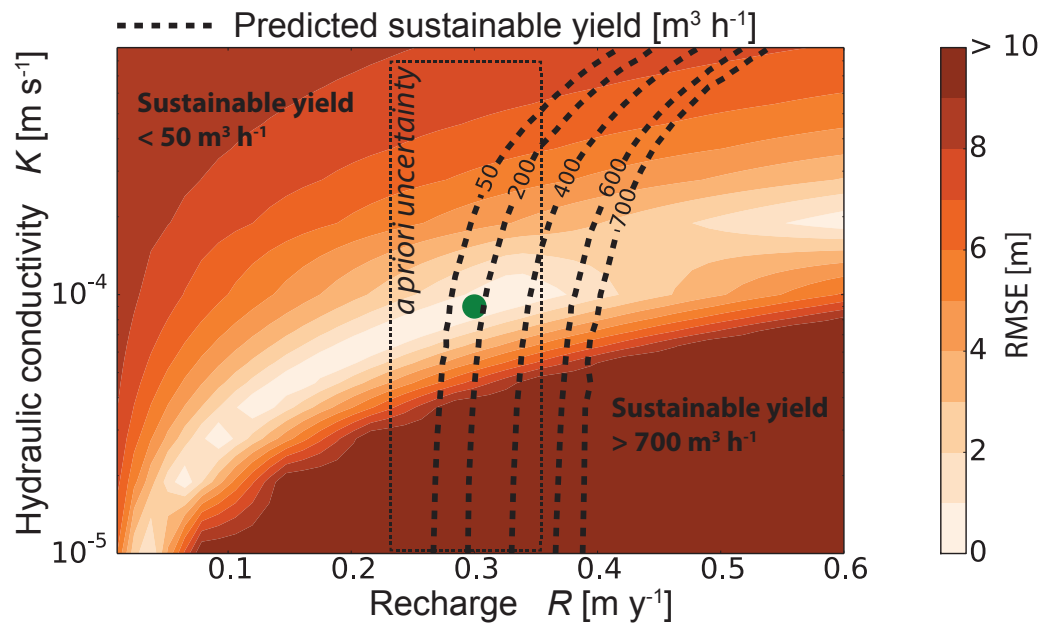


FIGURE 3.4: Isolines of predicted values of sustainable yield [$\text{m}^3 \text{h}^{-1}$] with in background the values of the objective function (RMSE) for the steady state model in function of parameter values (groundwater recharge, R and hydraulic conductivity, K). The true synthetic parameter set is marked with a green circle. The *a priori* uncertainty (95% confidence interval) on parameters is depicted by the rectangular domain with dashed border.

3. WHY SHOULD PRACTITIONERS BE CONCERNED ABOUT PREDICTIVE UNCERTAINTY OF GROUNDWATER MANAGEMENT MODELS ?

tainable for complex models. When Monte Carlo methods are unrealistic, predictive uncertainty analysis based on a linearized model [Doherty and Hunt, 2009] may provide an operational diagnostic tool [Hill et al., 2015]. Such a method is implemented in the PREDUNC (Prediction Uncertainty) utilities of the PEST suite [Doherty, 2016b]. The model is linearized by computing the derivative of the output of interest with respect to each parameter values. The approach requires only $n + 1$ model runs, where n is the number of adjustable model parameters. Following a Bayesian approach [Aster et al., 2013], linear uncertainty analysis can be used to compare the uncertainty before calibration (from prior knowledge on parameter values) and after calibration (considering the capacity of field observations to constrain the unknown parameters) [Fienen et al., 2010]. Though it is based on relatively rough assumptions, linear uncertainty analysis can be informative and is applicable to real-world groundwater management models with long computation times [Doherty and Hunt, 2009].

A linear uncertainty analysis is conducted with the PREDUNC tool on the synthetic model to evaluate the uncertainty on the sustainable yield with the parameter set obtained after the calibration process conducted with regularization. This uncertainty analysis is completed for both steady state and transient conditions. Prior information on model parameters available for this synthetic study is provided as 95% confidence intervals (Table 3.2, 3.3 and Fig. 3.4).

The linear uncertainty analysis yields a 95% confidence interval between 0 and 448 $\text{m}^3 \text{h}^{-1}$ for steady state condition and between 139 and 158 $\text{m}^3 \text{h}^{-1}$ in transient condition (Table 3.4). The uncertainty is reduced in transient condition, but remains large. Though it introduces a third parameter in the calibration (storage coefficient), transient data brings more information so that the predicted value is better constrained.

As mentioned before, groundwater models are not linear. But linear uncertainty analysis is numerically efficient and can bring useful qualitative information on parameter and predictive uncertainties. In a decision making process, such a diagnostic tool should be applied routinely in order to be aware of the potential unreliability of a prediction. In accordance with Hill et al. [2015] we recommend linear uncertainty analysis as a low cost effective diagnostic tests that provide valuable insights on groundwater management models.

When uncertainty is too high, complementary datasets should be collected on parameters (e.g. recharge and hydrodynamic parameters) and ancillary datasets should be introduced in the objective function [Brunner et al., 2012; Hunt et al., 2006; Saiers et al., 2004; Seibert and McDonnell, 2002]. Furthermore, linear un-

3.4 So what ? How to deal with predictive uncertainty ?

TABLE 3.2: Parameters calibration uncertainties (95% confidence interval) for both steady state and transient condition after a calibration with regularization ($K = 1.10^{-4} \text{ m s}^{-1}$, $R = 0.29 \text{ m y}^{-1}$ and $S = 9.1.10^{-2}$ as *a priori* values) and *a priori* uncertainties. (1/2)

States	$K \text{ [m s}^{-1}\text{]}$	$R \text{ [m y}^{-1}\text{]}$
<i>a priori</i>	$1.10^{-5} < K < 9.10^{-4}$	$0.24 < R < 0.35$
Steady	$8.10^{-5} < K < 1.10^{-4}$	$0.27 < R < 0.33$
Transient	$8.9.10^{-5} < K < 9.10^{-5}$	$0.3 < R < 0.31$

TABLE 3.3: Parameters calibration uncertainties (95% confidence interval) for both steady state and transient condition after a calibration with regularization ($K = 1.10^{-4} \text{ m s}^{-1}$, $R = 0.29 \text{ m y}^{-1}$ and $S = 9.1.10^{-2}$ as *a priori* values) and *a priori* uncertainties. (2/2)

States	$S \text{ [-]}$
<i>a priori</i>	$3.10^{-2} < S < 0.32$
Steady -	
Transient	$9.1.10^{-2} < S < 9.2.10^{-2}$

certainty analysis can be useful to optimize the data collection so as the reduce the predictive uncertainty of a variable of interest at the smallest cost [*Fienen et al.*, 2010; *Moore et al.*, 2011].

TABLE 3.4: Predictive calibration uncertainties (95% confidence interval) for both steady state and transient condition after a calibration with regularization ($K = 1.10^{-4} \text{ m s}^{-1}$, $R = 0.29 \text{ m y}^{-1}$ and $S = 9.1.10^{-2}$ as *a priori* values) and *a priori* uncertainties.

States	$SY \text{ [m}^3 \text{ h}^{-1}\text{]}$
<i>a priori</i>	0 < SY < 1917
Steady	0 < SY < 448
Transient	139 < SY < 158

3.5 Conclusions

There is a gap between recent advances in inverse modeling and current practices in operational groundwater modeling. This gap can be explained by unawareness, lack of relevant and reliable datasets, difficulties of implementation and prohibitive computation times.

The aim of this paper was to provide a simple didactic example to alert practitioners on the issue of predictive uncertainty. We have shown that parameter sets that calibrate equally well the model can lead to markedly different evaluations of the sustainable yield. In our synthetic example, the predicted sustainable yield would be too uncertain to be useful for the definition of a legal framework.

The calibration of a groundwater model with the manual trial and error method is a tedious and time-consuming operation. Calibration algorithms should be employed to save operator time and bring the uncertainty analysis to the forefront. So as to tackle the non-uniqueness issue, prior knowledge should be introduced in the calibration algorithm through regularization.

Large groundwater management models are characterized by long computation times, which makes uncertainty analysis challenging. Model prediction should be provided with a quantification of the associated uncertainty. We promote the use of linear uncertainty analysis as an effective diagnostic tool that can be used in routine.

Cette partie a permis de montrer (i) la nécessité de l'utilisation d'un modèle hydrodynamique pour guider une politique de gestion durable et (ii) la problématique liée à la résolution du problème inverse qui implique de quantifier l'incertitude prédictive d'un modèle hydrodynamique de gestion.

Si la définition d'un débit durable est principalement guidée par la préservation du stock et des flux environnementaux sur le long terme, son application à court terme doit être adaptatif afin de tenir compte des variations climatiques et de répondre aux besoins actuels (eau potable, industries, agriculture). Une gestion par essai/erreur semble compliquée à réaliser sur un système aquifère car (i) les temps de réactions et (ii) les conséquences visibles d'une surexploitation apparaissent trop tard. Il est nécessaire de prendre en compte les variations spatiales et temporelles de la dynamique naturelle et anthropique du système. La réalisation d'un modèle hydrodynamique de gestion permet d'obtenir des estimations quantitatives de variables d'intérêts (niveaux, échanges) pour soutenir une politique de gestion. Lorsque l'incertitude liée à l'estimation de ces prédictions est trop importante pour pouvoir utiliser le modèle afin de soutenir une politique de gestion, il est nécessaire de réduire cette incertitude jusqu'à rendre le modèle de gestion réellement opérationnel.

Il existe plusieurs moyens pour réduire l'incertitude prédictive d'un modèle hydrodynamique de gestion (apport d'informations complémentaires sur les paramètres, augmentation du nombre de données observées sur les charges hydrauliques, utilisation de données transversales telles que les débits en rivière ou la géochimie). La suite du travail de thèse consistera à travailler sur l'une de ces solutions, l'apport d'informations complémentaires sur les paramètres du modèle, afin de réduire l'incertitude d'un modèle et améliorer sa fiabilité prédictive. Cette approche s'inscrit en amont de la réalisation et de l'utilisation d'un modèle de gestion opérationnel.

Vers le besoin de données complémentaires (2/2)

La Partie II consiste à travailler sur des méthodes afin d'apporter de l'information complémentaire sur trois paramètres : la recharge météorique, la transmissivité et la porosité de drainage d'une nappe libre. Si le choix d'une nappe libre est motivé par la facilité d'accès à l'information (zone saturée et zone non saturée), il est également justifié en raison de l'intense exploitation de ces systèmes aquifères qui en fait des systèmes particulièrement vulnérables et concernés par les problématiques de surexploitation [*Esteller and Diaz-Delgado, 2002; Haacker et al., 2015; Konikow, 2015*]. Enfin, ce choix est justifié par un encrage local où l'aquifère oligocène est exploité dans sa partie libre afin de subvenir à l'alimentation en eau potable de la région Bordelaise. L'objectif est de pouvoir développer une connaissance *a priori* sur le système aquifère afin de pouvoir (i) optimiser l'utilisation de méthodes algorithmiques pour la calibration du modèle de gestion (ii) utiliser les méthodes linéaires basées sur le principe de l'inférence Bayésienne pour la quantification de l'incertitude prédictive et l'optimisation du placement des points d'observations et (iii) améliorer la connaissance sur la recharge météorique afin d'optimiser les prélèvements à court termes.

L'approche consiste donc à réaliser une station pilote expérimentale avec une instrumentation permettant (i) un suivi hydro-climatique long terme et (ii) la réalisation d'essais de nappes. La présentation de la station pilote, ces différentes composantes et l'analyse des données enregistrées sera réalisée par le Chapitre 4. Ensuite, les méthodes seront séparées selon l'étude de la zone non saturée d'une part (Chapitre 5) et l'étude de la zone saturée d'autre part (Chapitre 6). Ces méthodes seront discutées selon leurs capacités à être répliquées et selon la fiabilité des paramètres estimés. Cette réflexion méthodologique amont à la réalisation ou à l'utilisation d'un modèle hydrodynamique de gestion doit permettre de proposer des solutions réalistes à la collecte d'informations complémentaires à l'échelle d'un système aquifère.

Deuxième partie

Réduction de l'incertitude prédictive par la collecte d'informations complémentaires

Cette troisième partie, *Réduction de l'incertitude prédictive par la collecte d'informations complémentaires* permet de présenter l'utilisation de méthodes qui permettent d'estimer la recharge et les paramètres hydrodynamiques d'une nappe libre

Le premier chapitre, *Mise en place d'une station pilote expérimentale* traite de la réalisation de la station pilote expérimentale, des sondes utilisées et des données observées

Le deuxième chapitre, *A data worth analysis and groundwater recharge estimation with a coupled soil surface model* présente une analyse prédictive permettant d'optimiser l'instrumentation requise afin de supporter l'utilisation d'un modèle couplé sol-surface pour l'estimation de la recharge

Le troisième chapitre, *Joint estimation of recharge and hydraulic properties of unconfined aquifers with a simple experimental design* présente une réflexion méthodologique basée sur une utilisation conjointe d'un essai de nappe et de l'analyse des fluctuations de nappe afin d'estimer la recharge et les paramètres hydrodynamiques de la nappe libre.

Chapitre 4

Mise en place d'une station pilote expérimentale

Mise en place d'une station pilote expérimentale

Résumé

Une station pilote est conçue dans l'objectif de réaliser un suivi long terme hydro-climatique et une série d'essai de nappes. La station est composée (i) d'une station météorologique complète permettant de réaliser l'estimation de l'évapotranspiration potentielle (ii) d'un profil vertical dans la zone non saturée instrumentée avec un suivi de la teneur en eau et de la tension matricielle (iii) d'une série de puits totalement pénétrants dans l'aquifère sous-jacent. La réalisation de cette station pilote expérimentale a permis d'obtenir suffisamment d'informations afin de pouvoir entamer une réflexion théorique sur l'utilisation de méthodes qui permettent d'apporter de l'information fiable sur les paramètres hydrodynamiques et sur la recharge d'une nappe libre.

4.1 Objectif

La station pilote est située sur une zone herbacée d'une superficie d'environ 700 m² et se situe en milieu urbain sur la commune de Pessac (33600). Le site est caractérisé par la présence d'une nappe libre dont la dynamique est majoritairement contrôlée par les précipitations.

La réalisation d'une station pilote expérimentale est motivée par le besoin de disposer d'un nombre important d'observations afin de pouvoir appliquer et discuter l'utilisation de différentes méthodes qui permettent d'apporter de l'information complémentaire sur la recharge et les paramètres hydrodynamiques. L'intérêt principal étant de travailler sur des méthodes où les observations nécessaires admettent une instrumentation minimaliste pouvant être répliquée à l'échelle d'un système aquifère. La station pilote a permis de réaliser (i) un suivi hydro-climatique long terme et (ii) des essais de nappe.

Si certaines parties de la station pilote ont fait l'objet d'une réhabilitation afin de minimiser les coûts, la majorité des composants a été financée dans le cadre d'un projet soutenue par l'Agence de l'eau Adour Garonne. Le choix et l'installation (calibration et câblages) des nouveaux éléments de la station a été réalisée dans son ensemble à partir du matériel déjà disponible (structure et alimentation électrique). Le coût approximatif de la station pilote est estimée à 19 000 euros avec une part importante pour le suivi climatique et la réalisation des forages (Tab. 4.1). Le suivi de la zone non saturée représente la dépense la moins importante. L'estimation du coût total de la station repose sur les prix d'achats du matériel (à la date d'achat) et ne prend pas en compte la structure et l'alimentation électrique. Excepté pour la réalisation des puits dans la nappe libre, l'estimation du coût des différentes composantes de la station pilote expérimentale ne prend pas en compte la main d'œuvre pour l'installation et la calibration des sondes.

Ce chapitre a pour objectif de présenter les différentes composantes de la station pilote, les sondes de mesures installées, les principaux problèmes rencontrés lors de leurs installations et propose une analyse préliminaire sur les données enregistrées.

4.2 Suivi hydro-climatique long terme

Deux boîtiers d'acquisition (Campbell CR1000) dont l'alimentation électrique est assurée par une batterie rechargée par un panneau solaire permet l'alimentation des sondes, l'enregistrement et le stockage des données. L'ensemble de la

4. MISE EN PLACE D'UNE STATION PILOTE EXPÉRIMENTALE

TABLE 4.1: Composants de la station pilote. R : Réhabilitation A : Achat

Zone	Élément	Précision	Coût (€)	État
Surface	Anémomètre	$\pm 0.01 \text{ m.s}^{-1}$	2490	R
	Pyranomètre	$\pm 5 \%$ rad journalière	250	A
	CS215	$\pm 2 \%$ et $\pm 0.03 \text{ }^\circ\text{C}$	315	A
	Baromètre	$\pm 0.15 \text{ mb}$	502	A
	Pluviomètre à pesée	$\pm 0.01 \text{ mm}$	2730	R
Nappe	Puits	-	5100	A
	Minitroll	$\pm 0.01 \text{ m}$	2110	A
Sol	Tensiomètres	$\pm 5 \text{ cm}$	2900	A
	Sonde de teneur en eau	$\pm 4 \%$	1450	A
Autres	Alimentation électrique	-	-	R
	Structure	-	-	R
	Boîtier d'acquisition	-	1400	A

station est programmée au pas de temps de 6 minutes sur le temps moyen de Greenwich (GMT). Le détail des différents éléments disponibles, la précision des capteurs et leurs coûts est fourni par le Tab. 4.1.

4.2.1 La station météo

La station météo (Fig. 4.1) est composée d'un pyranomètre (Campbell[®] CS300), d'une sonde d'humidité relative (Campbell[®] CS215), d'un anémomètre (WindObserver[®] 2) à ultrason, d'un baromètre (Campbell[®] CS106) et d'un pluviomètre à pesée (OTT[®]). La station météo dispose de l'ensemble des paramètres requis afin de calculer l'évapotranspiration potentielle de Penman-Monteith [*Monteith*, 1965]. Sur l'ensemble des sondes installées, l'anémomètre et le pluviomètre ont fait l'objet d'une réhabilitation. Le suivi des conditions climatiques a nécessité un investissement de presque 7700 euros (hors main d'œuvre).

Le pyranomètre mesure le rayonnement solaire incident. Il utilise un capteur photosensible qui permet de mesurer les radiations solaires comprises entre 300 et 1100 nm. Il est installé sur un bras de montage horizontal attaché au mat principal de la station à plus de 2 mètres de hauteur. La sonde d'humidité relative mesure l'humidité et de la température de l'air. La sonde doit permettre de mesurer l'humidité relative (rapport entre la pression partielle de vapeur d'eau contenue dans l'air et la pression de vapeur saturante) entre 0 et 100 % et les températures comprises entre -40 et $70 \text{ }^\circ\text{C}$. Cette sonde est placée dans un abri ventilé également attaché au mat principal de la station. Le baromètre mesure la pression atmosphérique dans la gamme de mesure de 500 à 1100 mbar. Il est installé au sein du boîtier d'acquisition central de la station afin d'être protégé des conditions climatiques extérieurs mais relié à l'atmosphère au niveau du capteur

4.2 Suivi hydro-climatique long terme

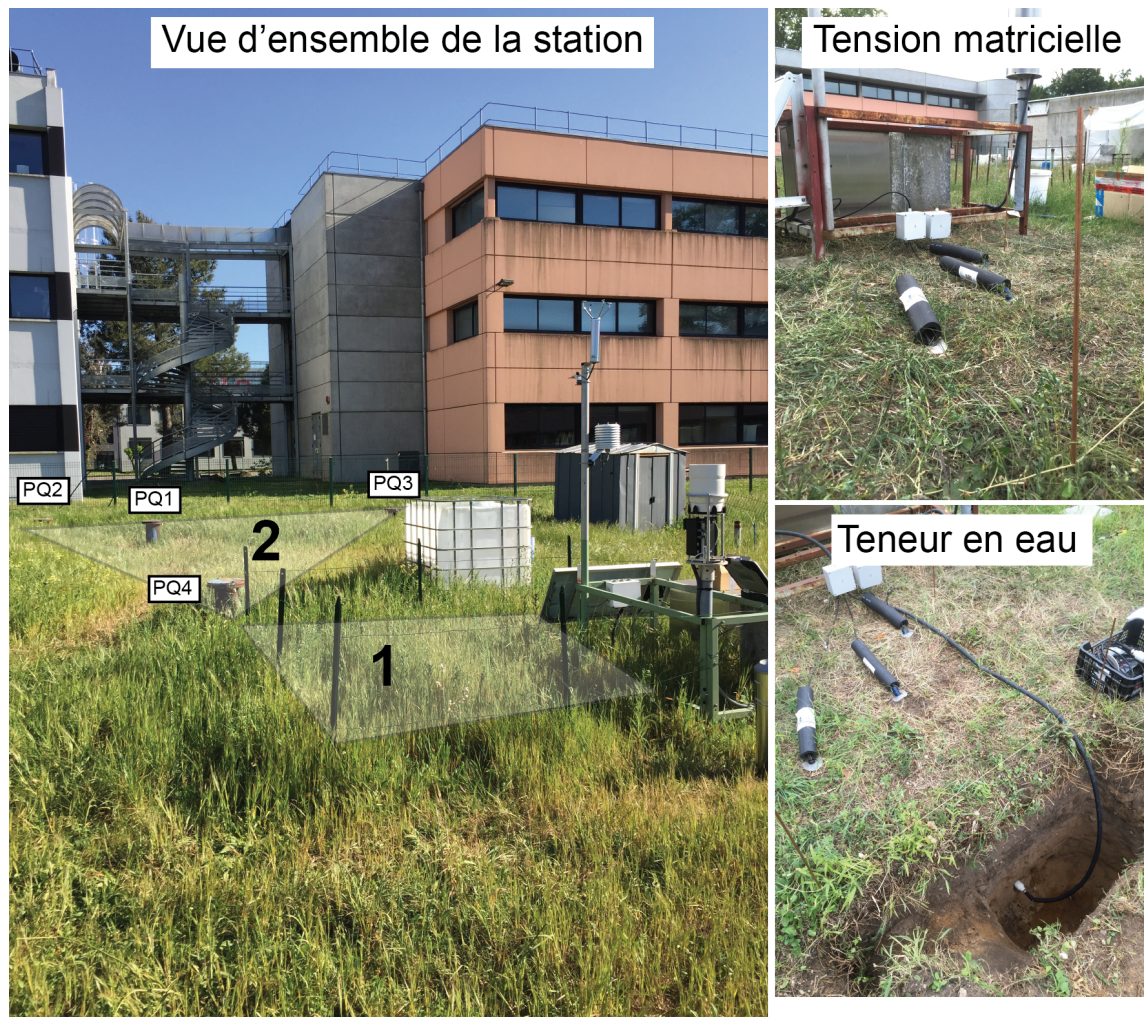


FIGURE 4.1: Vue d'ensemble de la station pilote avec suivi de la zone non saturée et station météo au premier plan (1) et puits (PQ1, PQ2, PQ3 et PQ4) pour le suivi de la zone saturée au deuxième plan (2). Le suivi de la zone non saturée a nécessité l'implantation de tensiomètres pour la tension matricielle et de sondes de teneur en eau Sentek[®] et FDR.

4. MISE EN PLACE D'UNE STATION PILOTE EXPÉRIMENTALE

de pression. Le pluviomètre à pesée est composé d'une balance surmontée d'un bac de remplissage avec une surface de captage circulaire de 200 cm² d'ouverture. La dimension du bac permet la mesure en continue des précipitations jusqu'à un total de 250 mm (5 kg mesuré). Le capteur mesure en continue la hauteur d'eau cumulée dans le bac. Le pluviomètre a fait l'objet d'une calibration en laboratoire afin d'évaluer l'erreur relative à la mesure de la hauteur d'eau cumulée. La précision associée au pluviomètre traduit l'erreur de mesure en laboratoire mais également l'erreur associée à la non comptabilisation d'une partie de la pluie incidente en raison de l'ouverture limitée de la surface de captage. Le pluviomètre est placé sur un mat indépendant des autres sondes à une hauteur de 1 m à sa base. L'anémomètre est un capteur à ultrasons 2D qui mesure la vitesse et la direction du vent. Le principe consiste à analyser la différence entre le temps de parcours d'une impulsion ultra-sonique selon l'axe Sud-Nord et l'axe Nord-Sud. L'étendue de la mesure de ce capteur est comprise entre 0 et 65 m.s⁻¹. Au même titre que le pyranomètre, l'anémomètre est placé à plus de 2 mètres de hauteur sur le mat principal de la station.

4.2.2 La zone non saturée

Le suivi de la zone non saturée est composé de trois capteurs T8 (UMS[®]), trois capteurs capacitifs de type FDR (Frequency Domain Reflectometry) Delta-T[®] et EnviroSMART[®]. Les capteurs sont situés à trois différentes profondeurs (30, 55 et 80 cm) répartis sur deux horizons clairement identifiés (Fig. 4.3) H1 et H2. Les sondes à 30 cm de profondeur sont situées dans le premier horizon alors que les sondes à 55 et 80 cm de profondeurs sont localisées dans le second. Le suivi de la zone non saturée a nécessité un investissement de 4350 euros (hors main d'œuvre).

Les capteurs T8 sont des tensiomètres dont l'objectif est de mesurer la tension matricielle du sol (Fig. 4.1). Le principe consiste à suivre les variations de pression enregistrées par un capteur situé au sein d'un tube étanche avec une bougie poreuse à l'extrémité qui permet la mise à l'équilibre entre la pression dans l'espace interstitiel et la pression dans le réservoir du tensiomètre. Le tensiomètre est donc à l'équilibre avec la tension matricielle du sol. Cette mise à l'équilibre est d'autant plus rapide que l'eau contenue dans le tube ne contient pas d'air. Il est donc nécessaire de remplir le tensiomètre (surtout après une période sèche) en prenant soin d'enlever le plus d'air possible dans l'eau qui sera injectée. Le principal avantage du tensiomètre est d'apporter une lecture directe de la tension matricielle du sol.

4.2 Suivi hydro-climatique long terme

Les capteurs FDR sont des sondes qui permettent de fournir une mesure indirecte de la teneur en eau du sol (Fig. 4.1). Le fonctionnement des sondes de teneur en eau est basé sur la lecture de la permittivité (mesure de la réponse d'un milieu donné à un champ électrique appliqué). La permittivité est ensuite reliée à la teneur en eau par l'utilisation d'une relation linéaire entre le signal enregistré et une teneur en eau donnée. S'il existe des valeurs tabulées qui permettent d'utiliser directement les sondes pour un type de sol spécifique (minéral ou organique), une étape de calibration pour les horizons identifiés permettra d'augmenter la fiabilité de la lecture de la teneur en eau. Ainsi, l'étape de calibration a pour objectif de déterminer des paramètres spécifiques aux sols identifiés et non d'utiliser des paramètres génériques.

La calibration est réalisée à partir de prélèvements d'échantillons in-situ non remaniés (Fig. 4.2) qui seront utilisés afin de suivre la teneur en eau donnée par la sonde selon une teneur en eau réelle estimée par pesée. L'échantillon prélevé est contenu dans un cylindre aux extrémités ouvertes qui est lui-même posé sur un tamis à ouverture de 250 micromètres afin de permettre à l'échantillon de se drainer. L'échantillon est ensuite saturé en eau et suivi progressivement lors de son drainage naturel. Les mesures et pesées sont réalisées à chaque étapes. Enfin, l'échantillon est asséché complètement après un passage à l'étuve (50°C) pendant deux jours minimum.

La calibration des sondes est réalisée sur les horizons H1 et H2 en utilisant trois échantillons pour chaque horizon. A partir d'une régression linéaire sur les données expérimentales (Fig 4.2), il est possible d'en déduire les paramètres spécifiques aux deux horizons. L'ensemble des données expérimentales et l'ajustement des droites pour la totalité des échantillons prélevés sont disponibles en Annexe A. Les paramètres a (coefficient directeur) et b (ordonnée à l'origine) sont fixés respectivement à 7.18 et 5.49 pour l'horizon H1 et 5.49 et 1.63 pour l'horizon H2. L'analyse des résidus de la régression linéaire permet de joindre à la calibration un écart type de 4 % qui représentera l'erreur de mesure du capteur.

Les capteurs capacitifs EnviroSMART® ont été installés le long d'un tube d'un mètre de longueur. Au même titre que les capteurs FDR, leur utilisation rationnelle implique de réaliser une calibration sur le terrain ou en laboratoire. En raison du manque de temps disponible, ces sondes ont été installées sans calibration spécifique.

4. MISE EN PLACE D'UNE STATION PILOTE EXPÉRIMENTALE

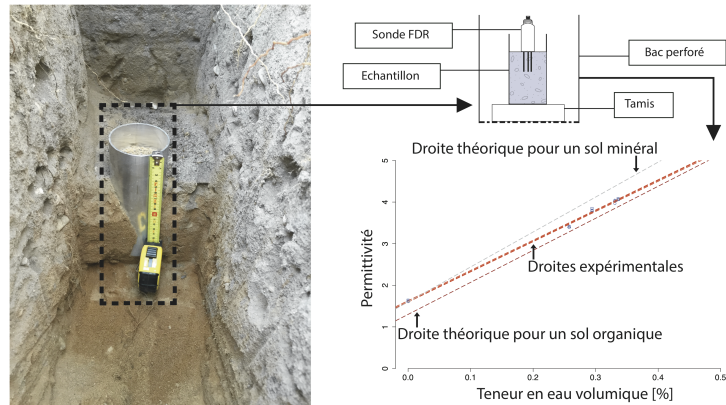


FIGURE 4.2: Processus de calibration des sondes de teneur en eau à partir du prélèvement d'un échantillon, de la collecte, et de l'interprétation des données expérimentales afin d'ajuster la calibration des sondes aux horizons identifiés.

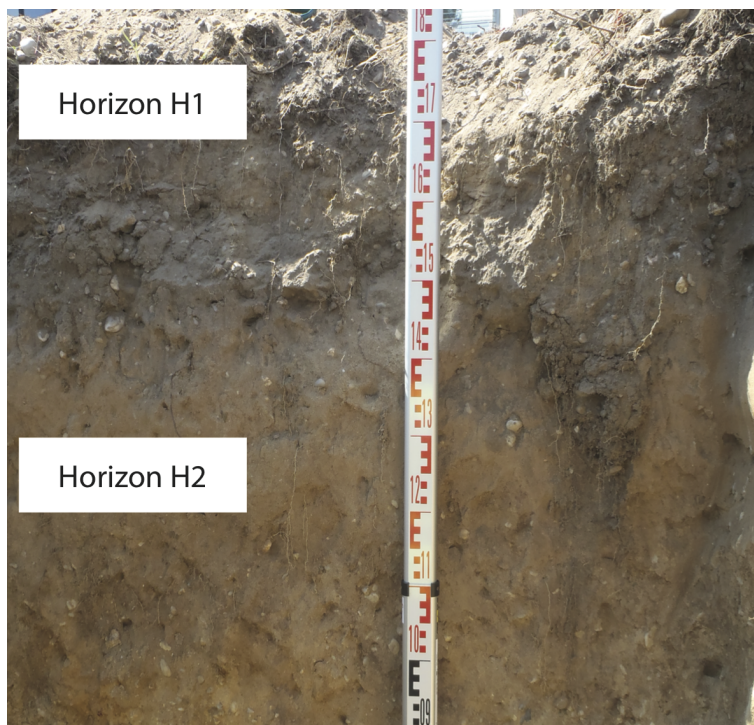


FIGURE 4.3: Horizons représentatifs du profil vertical du suivi long terme de la zone non saturée



FIGURE 4.4: Réalisation des puits avec foration au battage et tubage à l'avancement

4.2.3 La zone saturée

Le suivi de la zone saturée a consisté à réaliser quatre puits identiques au voisinage de la station météo et du suivi de la zone non saturée. Le principe a été d'agencer les puits en étoile afin de suivre le rabattement d'un pompage selon différentes directions et distances (Fig. 4.5 B). Le choix des distances par rapport au puits central a été supporté par une analyse théorique basée sur la méthode de Cooper-Jacob [*Cooper and Jacob*, 1946]. Cette réflexion théorique est disponible en Annexe B. La réalisation des forages a été confiée à la société de forage FORADOUR. La technique utilisée a été d'associer une foration au battage avec un tubage à l'avancement (Fig. 4.4). Un suivi des débris de forages réalisé pour les quatre puits a permis de concevoir une coupe détaillée représentative de l'ensemble des ouvrages (Fig. 4.5 A).

La coupe technique des ouvrages permet d'apprécier la puissance totale de l'aquifère qui est d'environ 6 mètres. Quatre principaux horizons lithologiques ont pu être identifiés. Le premier horizon est composé d'une terre végétale meuble avec quelques débris de remblais. Le deuxième horizon est composé d'un sable fin brun avec des graves et galets polygéniques. Ces deux horizons supérieurs représentent les horizons H1 et H2 identifiés lors de la réalisation du profil vertical du sol (Fig. 4.3). Le troisième horizon lithologique est composé d'un sable ocre avec quelques graves polygéniques. Enfin, le dernier horizon identifié est composé d'un

4. MISE EN PLACE D'UNE STATION PILOTE EXPÉRIMENTALE

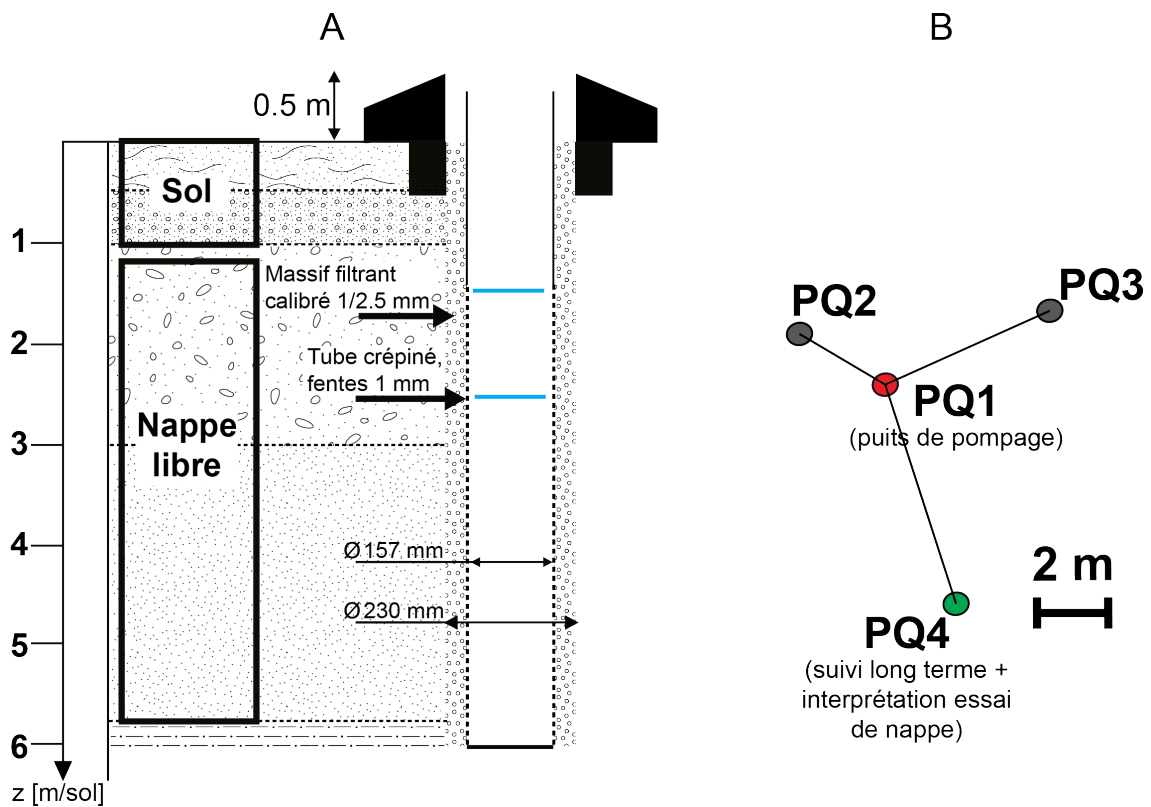


FIGURE 4.5: Coupe technique (A) et implantation des puits (B) avec un puits central (PQ1) et trois puits rayonnants (PQ2, PQ3 et PQ4). Les fluctuations du niveau de la nappe libre (niveau maximum et niveau minimum) ont été principalement localisées au sein du troisième horizons (traits bleu).

4.2 Suivi hydro-climatique long terme

sable blanc homogène jusqu'à la base de l'aquifère qui est représentée par une argile grise compacte. L'argile grise a également pu être identifiée sur des coupes de forages voisin comme l'éponte qui permet la séparation entre l'aquifère étudié (aquifère du plio-quatenaire) et l'aquifère de l'oligocène. Lors de la réalisation des ouvrages, les premières arrivées d'eau ont pu être notées à environ 3 mètres de profondeur. Le tubage supérieur des puits est plein jusqu'à environ 1,5 m de profondeur et le reste du tubage est crépiné jusqu'à la base de l'aquifère. Le diamètre annulaire du tubage est de 15,7 cm et le diamètre du trou est de 23 cm. La partie extérieure des puits est composée d'une tête de puits d'une hauteur de 50 cm.

Le suivi long-terme des fluctuations du niveau de la nappe est réalisé à partir d'un puits d'observation (PQ4) qui est situé au plus près du profil d'infiltration. Une sonde de mesure du niveau d'eau à compensation instantanée de la pression atmosphérique (Minitroll[®] SSP-100) y est installée. La gamme de mesure de ce capteur est compris entre 0 et 11 mètres de colonne d'eau. Le troisième horizon identifié sur la coupe des puits contient l'essentiel des fluctuations du niveau de la nappe libre (Fig. 4.5 A). Le suivi de la zone saturée a nécessité un investissement de 7210 euros (main d'œuvre comprise).

4.2.4 Analyse préliminaire des données hydro-climatique

Une analyse préliminaire est réalisée afin de décrire les principales caractéristiques hydro-climatiques observées. L'ensemble des données disponibles est utilisé afin de réaliser ces analyses. Les différentes variables enregistrées au pas de temps 6 min ont été agrégées au pas de temps horaire. Les données disponibles s'étendent entre septembre 2015 et février 2017 (520 jours).

4.2.4.1 Surface

L'ensemble des données disponibles concernant le suivi long terme des variables climatiques est représenté par la Fig. 4.6. Les conditions climatiques sont contrôlées par les variations saisonnières. En effet, l'humidité relative, les radiations solaire incidentes et la température de l'air suivent une variation similaire associée aux différentes saisons. La température moyenne est de 13 ° C avec un minimum qui a été enregistré à -6 ° C et un maximum à 38 ° C. En moyenne, l'humidité relative est de 80 % avec un minimum à 19 % et un maximum à 100 %. La vitesse du vent est relativement faible ($< 18 \text{ km.h}^{-1}$) en raison des bâtiments au voisinage du site d'étude. Une analyse en auto corrélation permet d'affirmer que la chronique de pluie étudiée a un caractère aléatoire (Fig. 4.7 A). La majorité des précipitations enregistrées sont comprises entre 0 et 2 mm (Fig. 4.7 B) avec

4. MISE EN PLACE D'UNE STATION PILOTE EXPÉRIMENTALE

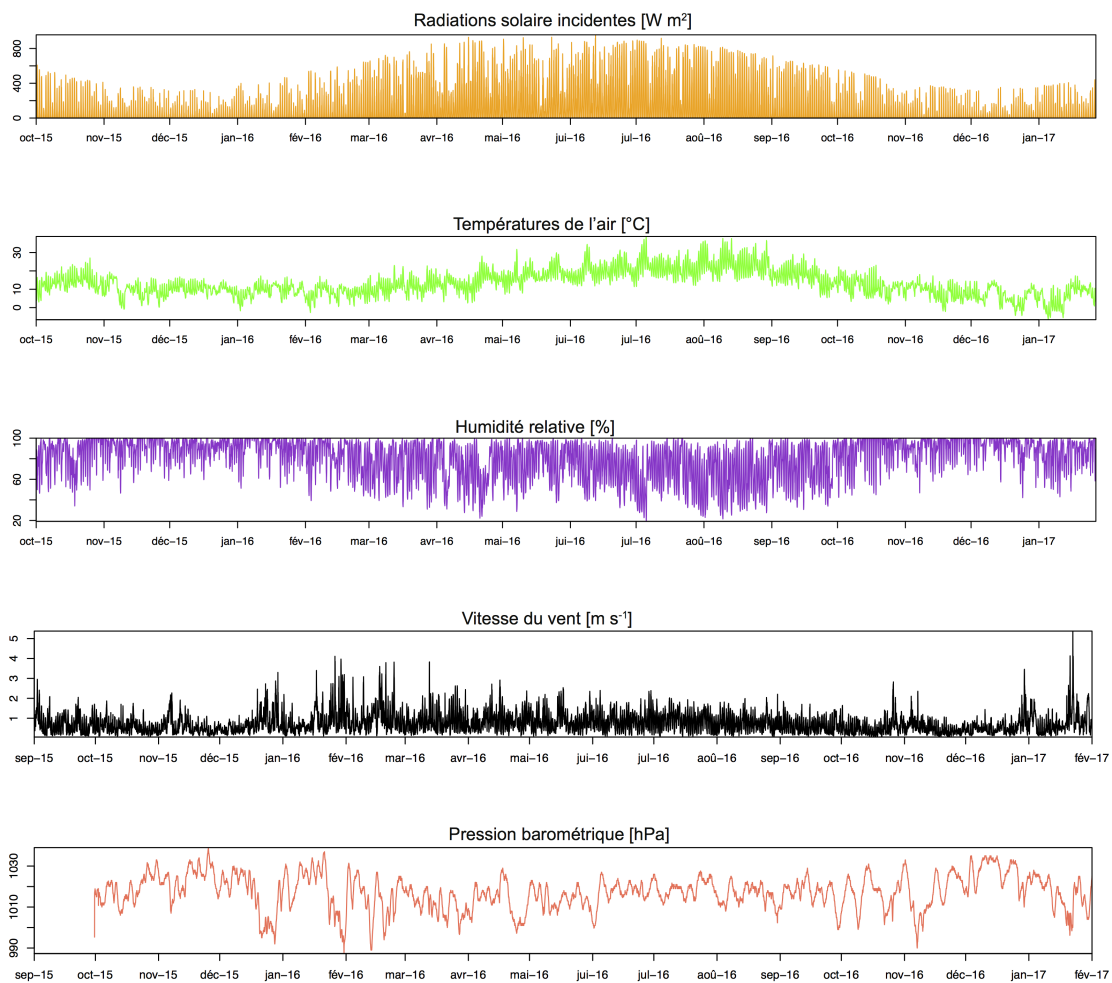


FIGURE 4.6: Chroniques enregistrées pour les variables climatique entre septembre 2015 et février 2017 agrégées au pas de temps horaire.

4.2 Suivi hydro-climatique long terme

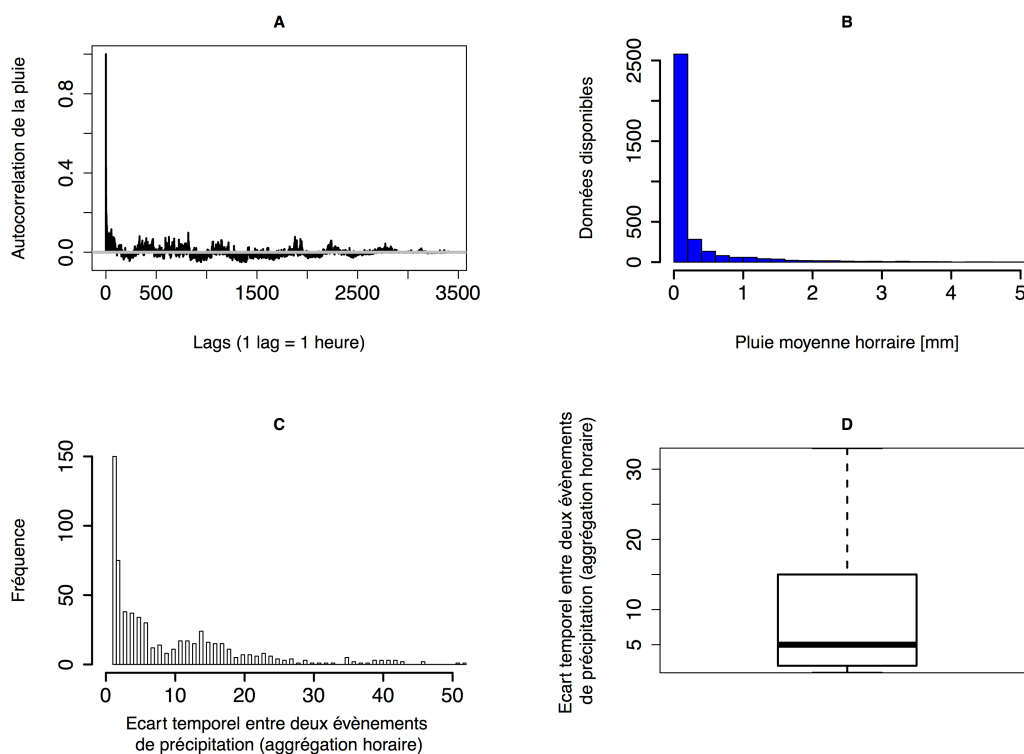


FIGURE 4.7: Analyse des précipitations observées avec A : auto-corrélation, B : répartition des données, C : répartition fréquentielle des écarts entre chaque événement (> 0 mm) et D : analyse statistique des écarts

une moyenne horaire de 0.3 mm et un maximum horaire enregistré à presque 19 mm.

En considérant un événement de précipitation comme une quantité d'eau enregistrée, les écarts entre chaque événement sont caractérisés par une distribution bimodale avec des valeurs respectivement à 4 et 16 heures (Fig. 4.7 C et D). La moyenne des écarts entre chaque événement est d'environ 12 heures et l'écart maximum observé a été de 150 heures.

4.2.4.2 Subsurface

Les données de subsurface rassemblent l'ensemble des données collectées dans le sol (potentiel matriciel et teneur en eau) ainsi que des variations de charge enregistrée dans la nappe (Fig 4.8). D'après l'analyse du potentiel matriciel du sol,

4. MISE EN PLACE D'UNE STATION PILOTE EXPÉRIMENTALE

il est possible de distinguer clairement deux périodes de recharge qui débutent au mois de Novembre et se terminent fin avril. Le début du premier événement de recharge permet de mettre en évidence le retard du signal en raison du temps de parcours de l'eau dans la zone non saturée. En période de recharge la tension matricielle est comprise entre -50 et -200 hPa. En période plus humide, la tension diminue jusqu'à -800 hPa. Si l'évènement de recharge de l'année hydrologique 2015-2016 a pu être identifié clairement, il a été nécessaire de remplir les tensiomètres à la mi septembre 2016 afin de préparer l'enregistrement pour le deuxième évènement de recharge de l'année 2016-2017. D'après l'analyse de la teneur en eau volumique, il est possible d'identifier la même dynamique entre les sondes FDR et les sondes Sentek[®]. Néanmoins, éventuellement en raison de la non calibration des sondes Sentek[®], les valeurs différents des sondes FDR. D'après l'analyse des sondes FDR, en période de recharge, la teneur en eau maximale atteint presque 25 % à 30 cm de profondeur et diminue jusqu'à 15 % à 55 et 80 cm de profondeurs. Les valeurs de teneur en eau entre les sondes FDR situées à 55 et 80 cm de profondeur sont sensiblement identiques (même observations pour les sondes Sentek[®]).

Les données de pression et de teneur en eau étant situées à des profondeurs similaires, il est possible de combiner les observations selon la profondeur étudiée. Les données situées à 80 cm de profondeurs étant similaires aux données situées à 55 cm pour la teneur en eau, il a été décidé de combiner les données entre ces deux profondeurs. Ainsi les profils de teneur en eau obtenus sont représentés par la Fig. 4.9. D'après l'analyse des profils, il est possible de distinguer une pente plus "raide" pour le second horizon que pour le premier. L'horizon H1 serait donc potentiellement plus sableux que l'horizon H2 qui contiendrait plus de matière argileuses.

L'analyse des données de puits permet d'apprécier l'ensemble de la chronique de charge (Fig. 4.8). Les fluctuations du niveau de la nappe sont majoritairement situées au sein des couches de sable ocre à grave polygénique et blanc homogène (Fig. 4.5). Sur l'ensemble de la période, le niveau de la nappe fluctue d'environ 1 mètre entre le niveau d'étiage et le niveau des plus hautes eaux. L'épaisseur moyenne de la zone non saturée est d'environ 2 mètres mais varie lors de la période de recharge entre 1.5 et 2.7 mètres (Fig. 4.8).

4.3 Essais de nappe

La seconde partie du travail sur la station pilote expérimentale a été de réaliser une série d'essais de nappes afin de caractériser correctement les propriétés

4.3 Essais de nappe

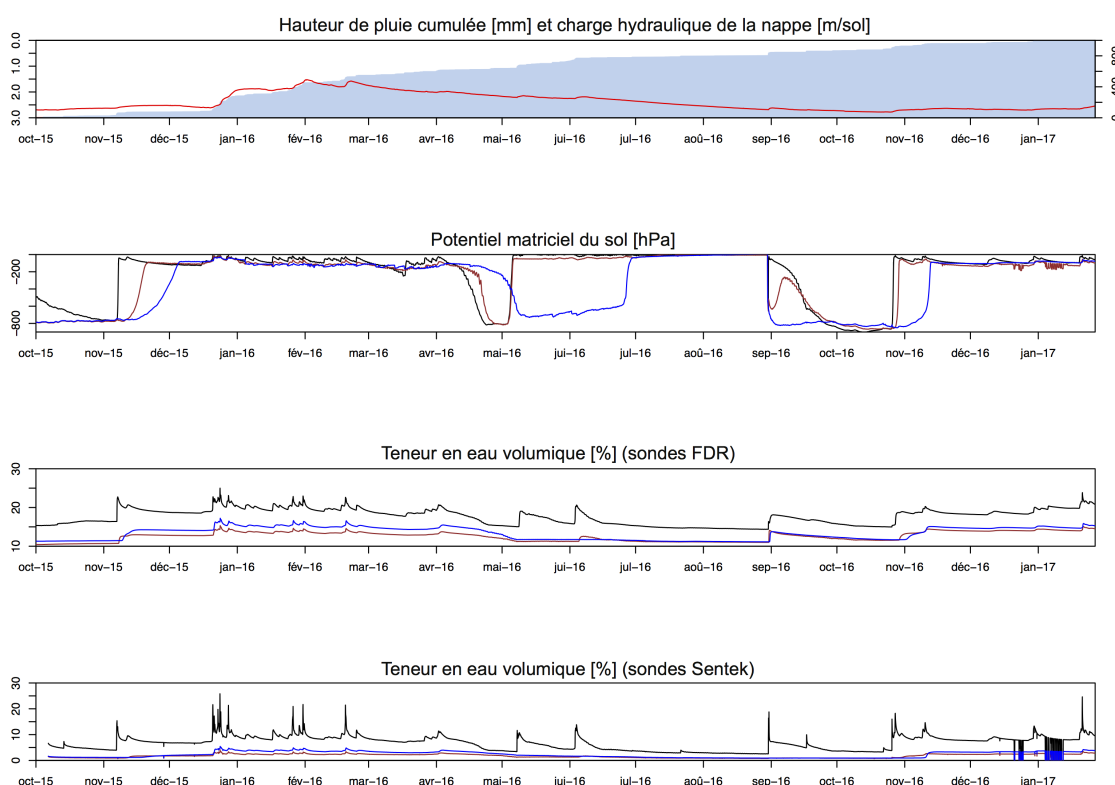


FIGURE 4.8: Chroniques enregistrées (Noir : 30 cm, Rouge : 55 cm et Bleu : 80 cm de profondeurs) pour les paramètres du sol fluctuations du niveau de la nappe entre septembre 2015 et février 2017 agrégées au pas de temps horaire.

4. MISE EN PLACE D'UNE STATION PILOTE EXPÉRIMENTALE

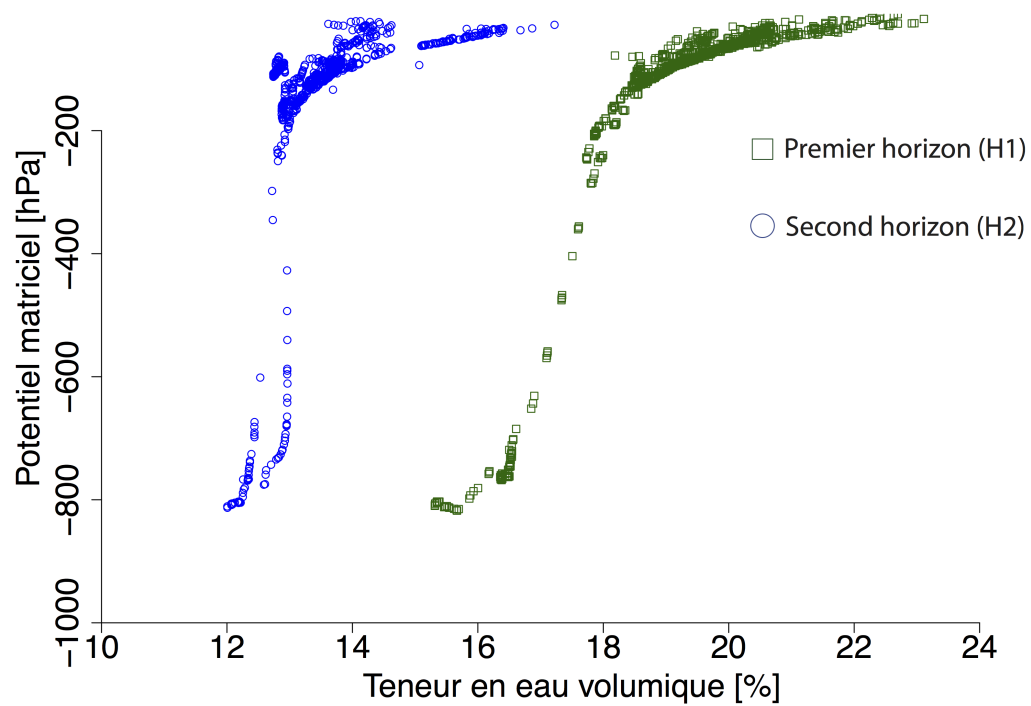


FIGURE 4.9: Profils de teneur en eau pour le profil vertical sur les deux horizons H1 et H2 à partir des données in-situ enregistrées pour l'ensemble de la période disponible.

hydrodynamiques de l'aquifère (Fig. 4.10). Le protocole expérimental des différents essais a été le suivant :

1. Instrumentation des quatre puits avec des sondes de pression divers[®] paramétrées avec un intervalle de scrutation de 3 secondes. Relevé du niveau statique. Les capteurs utilisés lors de l'essai de nappe ont une précision à ± 0.5 cm de colonne d'eau. Cette source d'erreur est ajoutée aux erreurs de manipulations qui seront considérées égales à 0.5 cm. Ainsi, l'écart type admis des erreurs de mesures sur les données observées est de 1 cm.
2. Mise en place du dispositif de pompage au niveau du puits central PQ1. La pompe doit être située au dessus de la sonde de pression. Le tuyau d'exhaure doit permettre de rejeter l'eau prélevée au sein d'un regard de collecte d'eau pluvial pour éviter un rejet sur le site.
3. Démarrage de la pompe
4. Mesures du débit à l'aide d'un bac étalon à 30 litres
5. Arrêt de la pompe.

Si les premiers essais ont permis de caractériser le comportement plus ou moins transmissif de l'aquifère, ils ont également permis de préciser l'atteinte d'éventuelles conditions limites. A la suite de différents essais de courte durée (4-6 h), il a été décidé de réaliser un essai longue durée (environ 39 h). Le débit moyen soutiré a été évalué à environ $6 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ pendant l'ensemble de l'essai (débit constant) avec des rabattements spécifiques maximum qui varient de 27 % pour PQ1 à 9% pour PQ4. D'après l'examen des rabattements (Fig. 4.11), il a pu être constaté l'atteinte d'une condition limite d'alimentation après 24 h d'essai qui complique l'interprétation pour des temps long. La caractérisation et la compréhension de cette condition limite est en dehors des objectifs de l'essai de nappe mais pourrait éventuellement être expliquée par une forte variation latérale de transmissivité liée à une augmentation de l'épaisseur mouillée de la nappe.

La dynamique des rabattements au puits de pompage montre une courbe en S caractéristique du comportement d'une nappe libre [Kruseman et al., 1990]. Au tout début de l'essai (< 1 minute) l'aquifère a un comportement analogue à une nappe captive. Ensuite, une partie de l'eau située entre le niveau statique et le niveau dynamique se draine. Néanmoins, l'eau contenue dans cette zone non saturée ne se draine pas instantanément mais progressivement tout au long de l'essai de nappe.

4. MISE EN PLACE D'UNE STATION PILOTE EXPÉRIMENTALE



FIGURE 4.10: Mise en situation d'un essai de nappe sur la station expérimentale

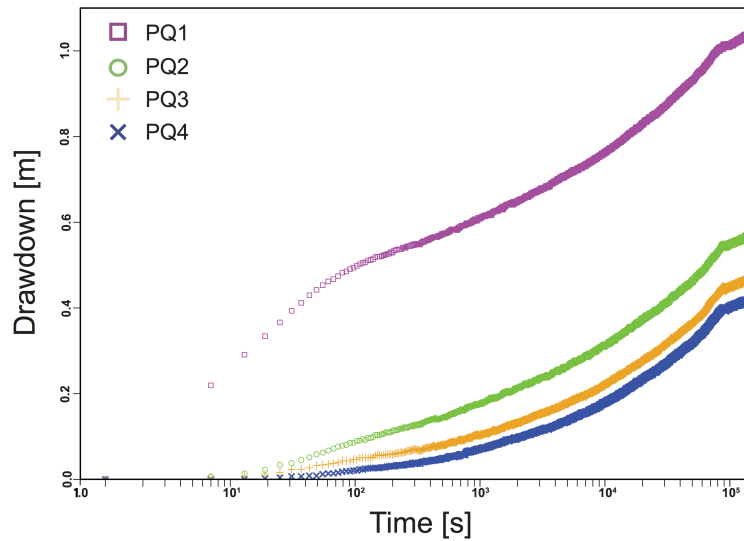


FIGURE 4.11: Rabattements observés au puits de pompage (PQ1) et aux piézomètres (PQ2, PQ3 et PQ4) distants de 2.7, 4.65 et 6.8 mètres du puits de pompage.

4.4 Utilisation des données observées

Les données obtenues avec la station pilote ne seront pas utilisées ensembles mais séparément selon (i) l'étude du sol (zone non saturée) et (ii) l'étude de la nappe libre (Fig. 4.12).

Le Chapitre 5 a pour objectif d'utiliser les données des sondes de teneur en eau et des tensiomètres. Les sondes de teneur en eau Sentek[®] ne seront pas utilisées en raison de la non calibration de ces sondes et de la redondance avec les sondes FDR. La sonde FDR à 80 cm de profondeur de sera pas utilisée principalement en raison des valeurs similaires et des dynamiques identiques entre les sondes de teneur en eau FDR à 55 et 80 cm de profondeur. Les données sélectionnées seront focalisées sur l'étude du premier évènement de recharge (20/05/2015 - 14/05/2016). L'ensemble des observations (humidité relative, température, ensoleillement etc..) de la station météo pour cette période sera utilisé afin de calculer l'évapotranspiration potentielle de Penman-Monteith [*Monteith*, 1965] et fournir les données de pluie.

Le chapitre 6 a pour objectif d'utiliser uniquement les enregistrements long terme des fluctuations du niveau de la nappe et les rabattements de l'essai longue durée. Principalement en raison de l'hypothèse de transmissivité constante des méthodes qui seront utilisées par la suite, il est décidé d'utiliser uniquement les rabattements pour le piézomètre le plus distant du puits de pompage (PQ4). L'utilisation du puits le plus distant au puits de pompage permettra également d'obtenir une estimation des paramètres hydrodynamiques associée au rayon d'investigation le plus important disponible (notion de volume élémentaire représentatif). De plus, les données seront tronquées à partir de 22 h d'essai afin de garder uniquement les données non influencées par la condition limite identifiée sur la seconde partie de l'essai de nappe. Si les données pluviométriques de la station météo seront utilisées, elles ne sont pas indispensables à l'application des méthodes appliquées pour ce chapitre. Les données enregistrées par le suivi long-terme des fluctuations du niveau de la nappe libre sur la période entre le 15/10/2015 et le 01/01/2017 seront utilisées pour estimer la recharge météorique.

4. MISE EN PLACE D'UNE STATION PILOTE EXPÉRIMENTALE

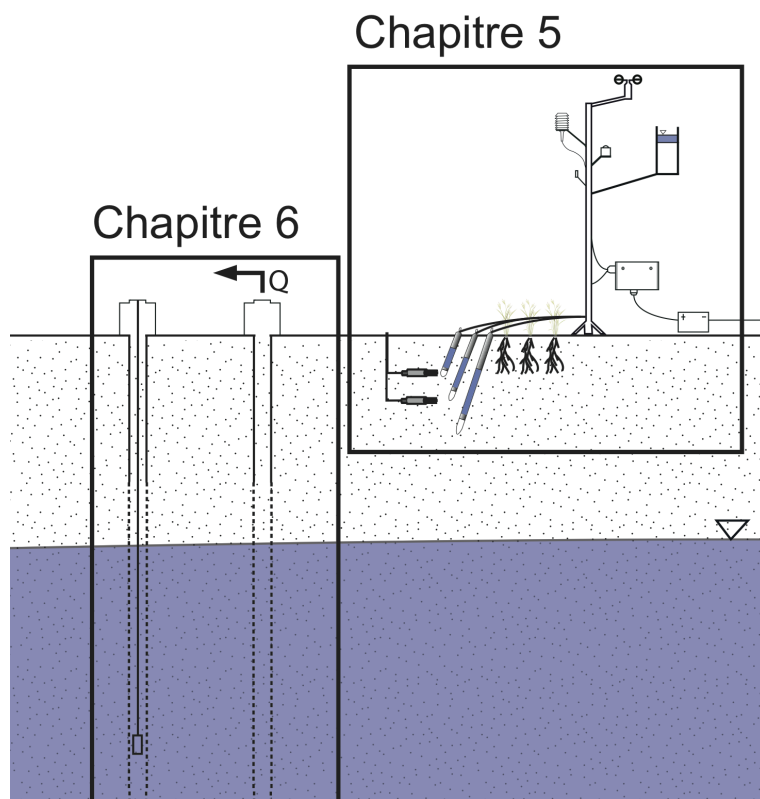


FIGURE 4.12: Répartition du travail selon l'étude de la zone non saturée (Chapitre 5) et l'étude de la nappe libre (Chapitre 6).

Chapitre 5

A data worth analysis and
groundwater recharge estimation
with a coupled soil surface model

A data worth analysis and groundwater recharge estimation with a coupled soil surface model

Abstract

A general knowledge of recharge rates is needed to define how to manage groundwater resources in a sustainable way. Groundwater recharge is a key parameter for the definition of the sustainable yield. Because aquifers parameters and variables are distributed in space and time, groundwater sustainability is defined by groundwater management models. Sadly, the reliability of these models to define legal frameworks is hampered by parameters insensitivity or correlation. Independent estimates of groundwater recharge must be used to cope with this issue. Soil-surface models provide a low cost and reliable method for local estimates of groundwater recharge. The optimal instrumentation strategy for groundwater recharge estimate has not yet been investigated when considering both pore pressure and water content for physical soil measurements and rainfall interception (throughfall) for the surface. Groundwater recharge was first estimated from an experimental station containing both pore pressure and water content probes. A data worth analysis based on linear uncertainty analysis was used to discriminate uninformative dataset for groundwater recharge prediction. Based on the data worth analysis, conjunctive measurements of pore pressure and throughfall should be preferred when a soil-surface model is used to provide reliable estimates of groundwater recharge. When throughfall cannot be measured (e.g. grassland), pore pressure measurements may be used alone. A cost efficient method for quantifying groundwater recharge is proposed. The reliability of the method depends on the multiplicity of the estimates. Consequently, a cost efficient method for quantifying groundwater recharge is proposed. Groundwater recharge local estimates can be used to monitor recharge over time and constitute prior informations that can be included within a basin-scale groundwater management model to improve consistency with independent measurements and support an uncertainty analysis.

5.1 Introduction

A sustainable groundwater development can be determined only by the use of a groundwater model which can reproduce the dynamic response of the aquifer system [Bredehoeft, 2002]. Numerical groundwater models are now commonly used to make predictions for the design of legal frameworks [Liu *et al.*, 2010; Michael and Voss, 2008; Sepulveda *et al.*, 2012; Singh, 2014]. Information of groundwater recharge quantity and its spatio-temporal distribution is required for such numerical modelling [Alley and Leake, 2004; Knowling and Werner, 2016; Sophocleous, 2004; Zhou, 2009]. There is a need to collect independent data of groundwater recharge to ensure the reliability of legal decisions made from these groundwater management models.

Numerous methods are available to estimate groundwater recharge [Healy and Scanlon, 2010; Scanlon *et al.*, 2002]. These methods can be classified according to the type of measurements involved (unsaturated zone, saturated zone, surface water data, etc.) and according to the methodological approach (water budget, physically based models, geochemistry, etc.). Models based on Richard's equation can provide a physically based approach for simulating water movement through the unsaturated zone. These models need observations such as pore pressure, water content or chloride concentration. They contribute to a local estimate of groundwater recharge which is sensitive to local heterogeneities and land cover types. Nevertheless, the feasibility of such methods to estimate groundwater recharge from a large-scale monitoring networks ($> 40^4$ km²) was demonstrated by Wang *et al.* [2016]. Furthermore, unsaturated zone modeling provide detailed insight on recharge processes and can be used to support long term groundwater recharge predictions.

When the effect of canopy interception is not negligible, an interception model can be used to partition rainfall into throughfall and canopy evaporation using a mass balance equation. The canopy water budget can be based on Rutter-type [Rutter *et al.*, 1972] or Gash-type [Gash, 1979] canopy interception models. It has been shown that grassland evaporation is not be negligible since it has similar or higher evaporation rates [Dominguez *et al.*, 2016; Kelliher *et al.*, 1993] than forest.

From the surface model, the amount of water passing through the vegetation canopy (throughfall) can be used as a top boundary condition for the soil model. Once infiltrated into the soil, water may be uptaken from the root zone (transpiration) or may reach the water table to constitute groundwater recharge. Numerical models such as HYDRUS [Simunek *et al.*, 2005] and UNSAT-H [Fayer, 2000] are based on the resolution of Richard's equation, which is either based on the water content or pressure head variable [Celia *et al.*, 1990]. These models have been used for groundwater recharge estimation in numerous studies including Assefa

5. A DATA WORTH ANALYSIS AND GROUNDWATER RECHARGE ESTIMATION WITH A COUPLED SOIL SURFACE MODEL

and Woodbury [2013]; Holländer *et al.* [2015]; Jiménez-Martínez *et al.* [2009]; Lu *et al.* [2011].

Unsaturated zone parameters are poorly known and are usually constrained by history matching of simulated records to field observations : pressure head or water content. Water content data is widely applied for groundwater recharge predictions [Assefa and Woodbury, 2013; Jiménez-Martínez *et al.*, 2009; Lu *et al.*, 2011; Ries *et al.*, 2015; Turkeltaub *et al.*, 2015]. While the use of pressure head data is not often used, the measurement type choice is rarely discussed [Dominguez *et al.*, 2016]. The preferred measurement type is likely to be oriented by to the experimental cost, rather than the capacity of the observations to reduce predictive uncertainty. Ritter *et al.* [2004] investigated alternative measurement strategies for the inverse modeling of hydraulic properties (saturated hydraulic conductivity, van Genuchten's parameters). This study reveals that monitoring both water content and pore pressure should be preferred for parameter estimation. Friedel [2005] compares three measurement types (pressure head, soil temperature and solute concentration) with a coupled unsaturated flow, heat and solute transport model. This study points out that the use of pressure head and chloride concentration measurement appears as optimal for the reduction of predictive uncertainty on groundwater recharge. However, chloride concentration measurements are challenging to implement, so that in most case, water content and pore pressure data are still used separately.

To the knowledge of the authors, a data worth analysis of water content, pore pressure and throughfall measurements for the estimate of groundwater recharge is not available in the literature. In numerous studies, the choice between these three types of measurements is not based on the minimization of predictive uncertainty. The current paper is based on an experimental station where pore pressure and water content data are available. The reliability of the soil-surface model for estimating groundwater recharge was tested against an independent method based on the analysis of Water Table Fluctuations (WTF). Then, a data worth analysis based on synthetic observations will allow to discriminate which observation type can be used in order to minimize predictive uncertainty of groundwater recharge while assuring a simpler and cheaper monitoring station than the experimental station. A linear based predictive uncertainty will be used for setting confidence intervals and realized data worth analysis. Data worth analysis results will be discussed considering the reliability for such a groundwater recharge estimation at the basin scale. Local scale groundwater recharge estimates from such a monitoring station might be integrated within a Tikhonov regularization process in order to cope with parameters correlation and predictive uncertainty of groundwater management models.

5.2 Methods

5.2.1 A joint canopy and soil model

This study is based on the joint canopy and soil model presented by *Dominguez et al.* [2016]. The canopy model accounts for temporary storage and evaporation from the vegetation canopy. Canopy drainage constitutes the water input of the soil water model. Canopy evaporation (also known as interception) is computed with a modified *Rutter*-type interception model [*Dominguez et al.*, 2016; *Pryet et al.*, 2012; *Rutter et al.*, 1972]. The canopy is characterized by a storage parameter (S), which can be defined as the maximum height of water that can be retained by the canopy before drainage occurs [*Burgy and Pomeroy*, 1958]. Canopy water storage (C) is computed from the amount of rainfall (RF) intercepted by the canopy, and the outputs of drainage from the canopy (D) and actual evaporation of the intercepted water (E_a) :

$$\frac{\Delta C}{\Delta t} = (1 - p) \times RF - D - E_a \quad (5.1)$$

where p is the free throughfall coefficient. RF , D and EA are intensities [LT^{-1}]. A simple drainage function ($D = C - S$) is considered, in which all water stored above S is immediately drained to the soil. Stemflow is not explicitly considered in the current version of the model. Actual rates of root water uptake and canopy evaporation are controlled by the potential transpiration (T_p) and evaporation (E_p) which are calculated from the Penman-Monteith equation [*Allen et al.*, 1998; *Monteith*, 1965]. Actual evaporation and transpiration are partitioned depending on the degree of saturation of the vegetation canopy *Valente et al.* [1997]; *Whitehead and Kelliher* [1991].

A modified potential transpiration (T^*) is computed given the pressure head profile in the root zone of the soil model [*Dominguez et al.*, 2016; *Feddes et al.*, 1978]. Plant water uptake is computed from T^* but is reduced under water stress conditions. The signification of T^* is given by Fig 5.1. Following *Feddes et al.* [1978], water uptake (sink term) is referred to actual transpiration (T_a) homogeneously spanned within the root zone as

$$T_a = \beta(h) \times \frac{1}{L_r} \times T^* \quad (5.2)$$

where $\beta(h)$ is the relative root distribution function $[-]$ and $\frac{1}{L_r}$ is a dimensionless water stress response function ($0 \leq \frac{1}{L_r} \leq 1$) to account for reductions in uptake

5. A DATA WORTH ANALYSIS AND GROUNDWATER RECHARGE ESTIMATION WITH A COUPLED SOIL SURFACE MODEL

due to drought stress [-].

Runoff occurs when rainfall rate exceeds the soil infiltration capacity. Surface parameters such as canopy surface resistance (r_s), the height of the land cover (h_v), the albedo (alb) and the canopy storage (S) are included within the parameter estimation process.

The soil model is based on a mixed form of Richards' equation for variable saturated flow with a source term along the vertical soil profile.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(h)}{\partial z} + q \quad (5.3)$$

Hydraulic properties of the soil are described by the empirical equation of *Van Genuchten* [1980] :

$$\theta(h) = (\theta_s - \theta_r)[1 + (\alpha h)^n]^{-m} + \theta_r \quad (5.4)$$

$$K(h) = K_s \times \frac{(1 - (\alpha h)^{n-1}[1 + (\alpha h)^n]^{-m})^2}{[1 + (\alpha h)^n]^{m/2}} \quad (5.5)$$

where K_s is the saturated hydraulic conductivity, θ_r is the residual water content, θ_s is the saturated water content, α [L^{-1}] is the inverse of the air entry pressure, n is a pore-size distribution index and $m = 1 - \frac{1}{n}$.

The soil model is used to estimate deep percolation where it can be assumed as potential groundwater recharge (for thin unsaturated zone). The recharge rate at bottom node n is determined as $q(n) = -K(h)$, where h is the pressure head, and $K(h)$ is the hydraulic conductivity.

The soil model parameters such as K_s , θ_r , θ_s , α and n are included within the parameter estimation process.

Spatial discretization is based on a central finite difference scheme. Temporal discretization is conducted with a finite difference scheme based on Picard iterations [Clement *et al.*, 1994]. A convergence criterion is fixed at 1.10^{-2} in order to speed up the execution time while assuring a mass conservative process [Celia *et al.*, 1990]. For both interception and soil model, a one-hour time step is applied. The coupled soil-surface model is implemented with Python. For more details on

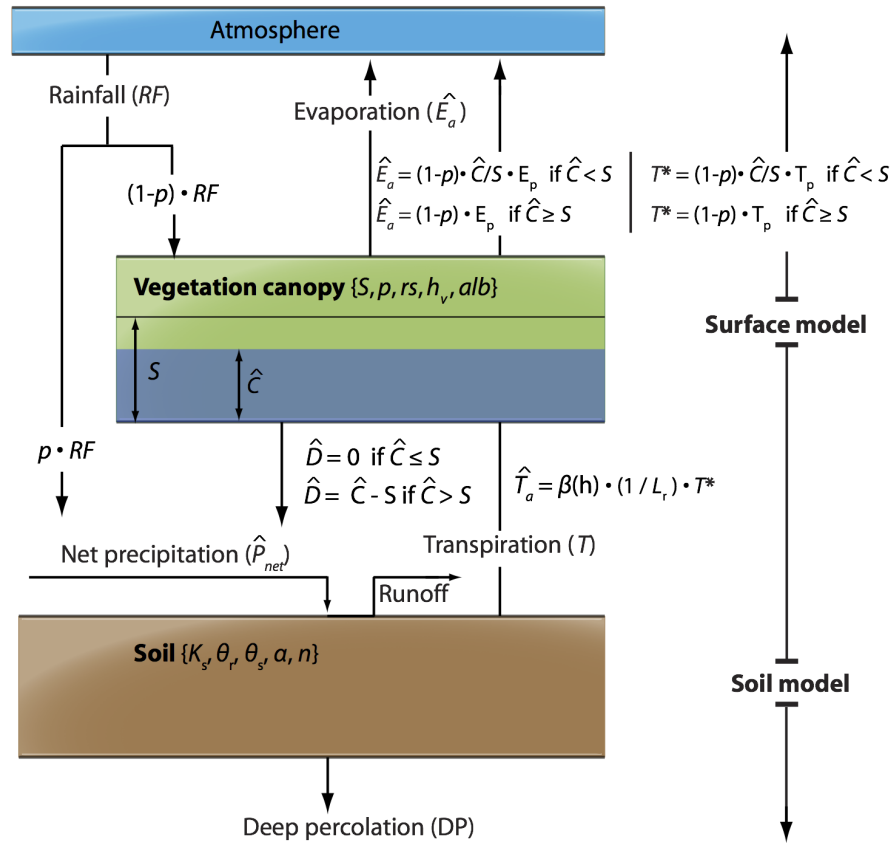


FIGURE 5.1: The coupled canopy and soil model. The total rainfall (RF) is partitioned according to a free throughfall coefficient (p). The surface model is characterized with a canopy water level (C) fluctuation until a maximum height (S). Actual evaporation (E_a) occur within this canopy vegetation storage. Canopy water is drained (D) to the soil model when C become higher than S . Total net precipitation (P_{net}) constitute inputs for the soil model where infiltrated water can be taken from the root zone (T_a) or percolate to the vertical profile until a free drainage boundary condition to become a potential groundwater recharge (DP). Canopy characteristics are described by five parameters (S , p , rs , h_v and alb) and the soil hydraulic properties by five additional parameters (K_s , θ_r , θ_s , α and n) parameters. Modified from *Domínguez et al.* [2016]; *Pryet et al.* [2012]

5. A DATA WORTH ANALYSIS AND GROUNDWATER RECHARGE ESTIMATION WITH A COUPLED SOIL SURFACE MODEL

the underlying model theory, readers can refer to *Dominguez et al.* [2016].

5.2.2 Parameter estimation and Uncertainty analysis

The unknown model parameters are estimated with a deterministic inverse modelling approach in order to find the best parameter set in accordance to the observations. Parameter estimation process is conducted with a gradient based algorithm [*Marquardt*, 1963] that minimizes the following objective function :

$$\Phi = \sum_{n=1}^k (\mathbf{r} \times \mathbf{w})^2 \quad (5.6)$$

where n is the number of observations, \mathbf{k} the parameter vector, \mathbf{r} the residual vector (difference between observed and simulated observation) and \mathbf{w} the weight matrix. When measurements or group of measurements are quantitatively different, primary attention is to check the measurement types representativeness on the overall objective function [*Anderson et al.*, 2015; *Madsen*, 2000; *Yapo et al.*, 1998]. A Tikhonov regularization [*Tikhonov and Arsenin*, 1977] based on prior knowledge on parameters is used to reach uniqueness while assuring consistencies of estimated parameters.

The uncertainty analysis aims at describing the ability of field observation to reduce the uncertainty on model parameters or predicted values. From a prior knowledge (*a priori* knowledge), the uncertainty is reduced by history matching. Such an analysis can be applied with a linearized version of the model [*Dausman et al.*, 2010; *Fienen et al.*, 2010; *Schilling et al.*, 2014; *Wallis et al.*, 2014]. For the current study, a linear based uncertainty analysis will be conducted in order to (i) set boundaries on groundwater recharge estimates with a confidence interval (CI) and (ii) to investigate measurement strategies through a data worth analysis based on synthetic measurements. The sensitivities calculated and stored within the jacobian matrix will be used to conduct linear uncertainty statistics. This approach only requires $n + 1$ model runs.

From *Christensen and Doherty* [2008], the reduction in uncertainty of model parameters, and predictions which depends on them can be calculated using Schur's complement which follows a Bayesian approach [*Fienen et al.*, 2010] under the assumptions of linearity and multivariate gaussian distributions of measurement noise.

The propagation of covariance, due to the application of Bayes's theorem, from a set of measurements to the inferred set of parameters is given by [*Anderson*

et al., 2015] :

$$C'(\mathbf{p}) = C(\mathbf{p}) - C(\mathbf{p})\mathbf{J}^T[\mathbf{J}C(\mathbf{p})\mathbf{J}^T + C(\epsilon)]^{-1}\mathbf{J}C(\mathbf{p}) \quad (5.7)$$

where $C'(\mathbf{p})$ is the potential reduction of parameters uncertainty, \mathbf{J} the Jacobian matrix comprising m rows and n columns, where m is the number of observations with non-zero weight and n is the number of parameters, $C(\mathbf{p})$ is the prior parameter covariance matrix, $C(\epsilon)$ is the observation noise covariance matrix.

Let the scalar s represent the groundwater recharge model prediction, and let the vector \mathbf{y} represent the sensitivities of that prediction to model parameters. Then, using Schur's complement once again gives :

$$\sigma_s^2 = \mathbf{y}^T C(\mathbf{p}) \mathbf{y} - \mathbf{y}^T C(\mathbf{p}) \mathbf{J}^T [\mathbf{J} C(\mathbf{p}) \mathbf{J}^T + C(\epsilon)]^{-1} \mathbf{J} C(\mathbf{p}) \mathbf{y} \quad (5.8)$$

where σ_s^2 is the predictive uncertainty variance of the groundwater recharge prediction. For the application of such an uncertainty analysis, weighing must be proportional to the inverse of the variance of data measurement error $\frac{1}{\sigma_i^2}$ [Hill and Tiedeman, 2006]. In the right hand side, the first term in Equations 5.7 and 5.8 refers to the *a priori* knowledge while the remaining terms represent the information gained from observations through parameter sensitivities after accounting for observation noise. The equation 5.7 will be used on parameters to provide post calibration confidence intervals. The equation 5.8 will be used on predictions to (i) provide post-calibration confidence intervals (ii) compare measurement strategies and parameter of importance for a data worth analysis.

A Water-Table-Fluctuation (WTF) method is also applied from one observation borehole available next to the soil profile in order to provide an independent estimate of groundwater recharge to check consistency of the estimates [Nimmo *et al.*, 2015]. The specific yield is estimated from aquifer test. Details linked to the application of this WTF method for the current field application is given in the next chapter.

Synthetic dataset is generated for the data worth analysis in order to remove conceptual uncertainties of real measurements. From initial values (Tab. 5.1), synthetic observations are generated with the real climate dataset recorded by the experimental station. The worth of existing observations and measurement depth location in reducing groundwater recharge uncertainty is quantified according to Eq. 5.8 by substituting observations and see how the posterior recharge uncertainty increases. The uncertainty is expressed as a confidence interval for the

5. A DATA WORTH ANALYSIS AND GROUNDWATER RECHARGE ESTIMATION WITH A COUPLED SOIL SURFACE MODEL

observation worth and normalized for the measurement depth location [Fienen *et al.*, 2010; Wallis *et al.*, 2014]. Measurements noises based on sensor calibration (water content), manufacturer data (pore pressure) and field based experiments (throughfall) are added to the synthetic observations. Pore pressure (P), water content (W) and throughfall (T_h) are the synthetic observation types. The synthetic measurement noise is assumed normally distributed. Given that throughfall measurements are not available for the experimental station, it will be assumed a sampling error at the 68% confidence level to 8.8% [Pryet *et al.*, 2012; Zimmermann *et al.*, 2010].

For the current study, a manual trial and error will be first realized in order to found a reasonable initial set. Then, the PEST software will be used to conduct the parameter estimation process [Doherty, 2016a, b]. Finally, the uncertainty analysis will be applied through a Python based package (pyEMU) proposed by White *et al.* [2016].

5.3 Experimental station

5.3.1 Study site

The following study is based on the data acquired with an experimental station placed in a grassland and equipped with a meteorological monitoring unit and a set of pressure and water content probes placed in the first meter of the soil layer (Fig. 5.2). The study site is located in the southwest of France close to Bordeaux city. The underlying unconfined aquifer develops in a 6-meter-thick fluvio-glacial sand unit. The water table, usually found a few meter below ground level is monitored with an observation well. Over the period of interest, the water table is not impacted by external stresses such as a stream or a well.

The vertical soil profile presented in Fig. 5.2 (from 0 to 90 cm below ground level) reveals four distinct soil horizons. The first layer (H1), from 0 to 40 cm depth, is composed of a backfill material with heterogeneous gravels. A significant number of roots composes the layer. The second layer (H2), from 40 to 90 cm depth, is composed of a sandy soil with heterogeneous gravels. The aquifer water table does not reach a level higher the second horizon. The model will be layered from these observed horizons. It is assumed that water leaving the second layer necessarily constitute groundwater recharge. Hence, a free drainage condition is imposed at the bottom of the soil profile within the model.

Independent measurements of saturated hydraulic conductivity and water content

(residual and saturated) were conducted. These measurements will be used to provide a suitable starting point for the parameter estimation process. Furthermore, a variable head permeability test was conducted to determine saturated hydraulic conductivity for the two identified horizons. The other parameters values were delineated from tabulated measurements from *Allen et al.* [1998]; *Boegh et al.* [2002]; *Burgy and Pomeroy* [1958]; *Carsel and Parrish* [1988]. The starting values and their associated confidence intervals are summarized within Tab. 5.1.

5.3.2 Instrumentation

Solar radiation was monitored with a Campbell[®] CS300 pyranometer, temperature and relative humidity probe with a Campbell[®] CS215 probe, a Gill Instruments[®] WindObserver2 sonic anemometer, atmospheric pressure with a Schlumberger Baro probe and precipitations with an OTT[®] weighing gauge. Soil pressure head was monitored with 3 UMS[®] T8 tensiometers located at 30, 55 and 80 cm below ground level, respectively. As recommended by the constructor, these tensiometers were inserted into the soil with a 40° downward angle. Soil water content was monitored with 2 Delta-t[®] ML3 Thetaprobes located at 30 and 55 cm below ground level, respectively (Fig. 5.2). T8 tensiometers have an accuracy of 5 cm at the 68 % confidence interval. The weighting rain gauge have an accuracy of 0.01 mm at 68 % confidence interval. The recording time step was set to 6 min. Pressure and water content probes were not superposed vertically in order to avoid parasitic interactions and preferential flows.

Soil moisture sensors were calibrated in the laboratory for each identified layer unit. The goal of calibration is to generate two coefficients which can be used in a linear equation to convert sensor readings into soil moisture. Based on sensor calibration, a 4 % standard deviation was found to be reasonable for the sensor accuracy.

5.3.3 Results

The observation period ranges from the 2015/09/20 to the 2016/05/14. The dataset covers the overall groundwater recharge period for the hydrologic year 2015-2016. The total precipitation recorded during the observation period is 678 mm. According to water level fluctuations (Fig. 5.3 A), the major component of groundwater recharge begins at the end of December 2015 and ends by March, 2016. Before that period, it appears that a dominant part of rainfall was taken by grassland evapotranspiration. After that period, isolated recharge events do not cause any rise of the water table.

5. A DATA WORTH ANALYSIS AND GROUNDWATER RECHARGE ESTIMATION WITH A COUPLED SOIL SURFACE MODEL

TABLE 5.1: Parameters starting and calibrated values and their associated 95% confidence interval (CI) with UB : upper bound, LB : lower bound and M : mean.

Symbol	Unit	CI (95 %)	Initial values	Calibrated values
K_{s1}	[m.s ⁻¹]	UB	2.99.10 ⁻³	1.50.10 ⁻⁴
		M	1.54.10⁻⁴	1.40.10⁻⁴
		LB	7.92.10 ⁻⁶	1.20.10 ⁻⁴
K_{s2}		UB	1.50.10 ⁻³	1.45.10 ⁻⁴
		M	1.01.10⁻⁴	1.10.10⁻⁴
		LB	6.80.10 ⁻⁶	8.38.10 ⁻⁵
θ_{r1}	[m ³ .m ⁻³]	UB	0.12	0.086
		M	0.03	0.084
		LB	0.01	0.082
θ_{r2}		UB	0.09	0.092
		M	0.03	0.09
		LB	0.02	0.087
θ_{s1}	[m ³ .m ⁻³]	UB	0.48	0.316
		M	0.35	0.313
		LB	0.25	0.311
θ_{s2}		UB	0.48	0.278
		M	0.36	0.27
		LB	0.27	0.261
α_1	[m ⁻¹]	UB	153	13.37
		M	7.5	12.84
		LB	0.37	12.34
α_2		UB	153	8.66
		M	7.5	8
		LB	0.37	7.38
n_1	[-]	UB	4.67	1.275
		M	1.89	1.27
		LB	0.76	1.266
n_2		UB	4.67	1.652
		M	1.89	1.648
		LB	0.76	1.644
hv	[m]	UB	1.18	0.43
		M	0.35	0.39
		LB	0.1	0.35
rs	[m]	UB	4	33
		M	30	30.7
		LB	205	28
alb	[s.m ⁻¹]	UB	0.68	0.223
		M	0.23	0.21
		LB	0.08	0.95
S	[m]	UB	6.10 ⁻²	1.91.10 ⁻³
		M	1.5.10⁻³	1.9.10⁻³
		LB	4.10 ⁻⁵	1.89.10 ⁻³
p	[%]	UB	93	0.035
		M	15	0.033
		LB	2	0.032

5.3 Experimental station

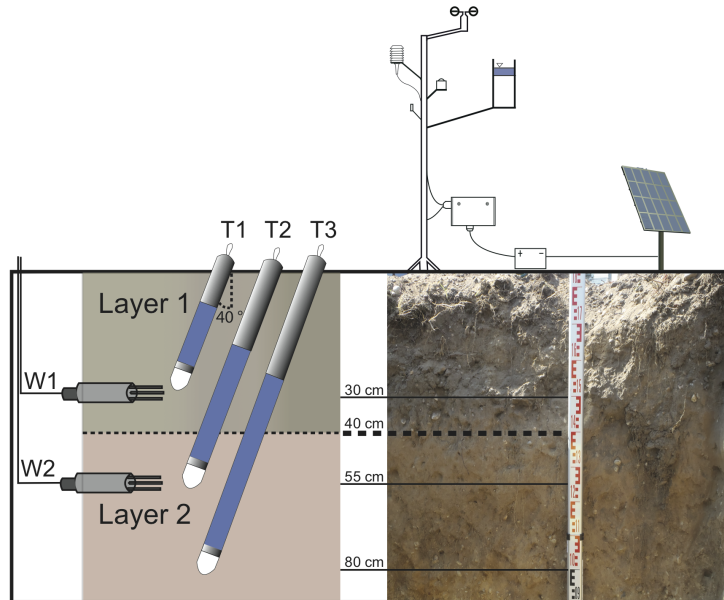


FIGURE 5.2: Study site vertical soil profile. The tensiometers (T) and water content probes (W) were numbered according to the measurement depth.

The estimated parameters and their associated confidence intervals (CI) are summarized in Tab. 5.1. The comparison of simulated and observed records of pressure head and water content are presented in Fig 5.3. Even though the coupled soil-surface model presents an unsatisfactory fit within dry period, the model is able to reproduce dynamics and absolute values for both water content and pore pressure within the wet period, which is of interest for groundwater recharge estimates. Groundwater recharge is estimated to 383 ± 2 mm at 95 % CI. This leads to an associated recharge to precipitation ratio (RPR) to 0.56.

For the same studied period, results from the water table fluctuation (WTF) method gives a mean groundwater recharge to 280 ± 72 mm at 95 % CI. This leads to an associated RPR to 0.44 ± 0.11 mm at 95 % CI. The underestimation of groundwater recharge by the WTF method could be explained because of the dominating wet condition within the observed data (chapter 6).

5. A DATA WORTH ANALYSIS AND GROUNDWATER RECHARGE ESTIMATION WITH A COUPLED SOIL SURFACE MODEL

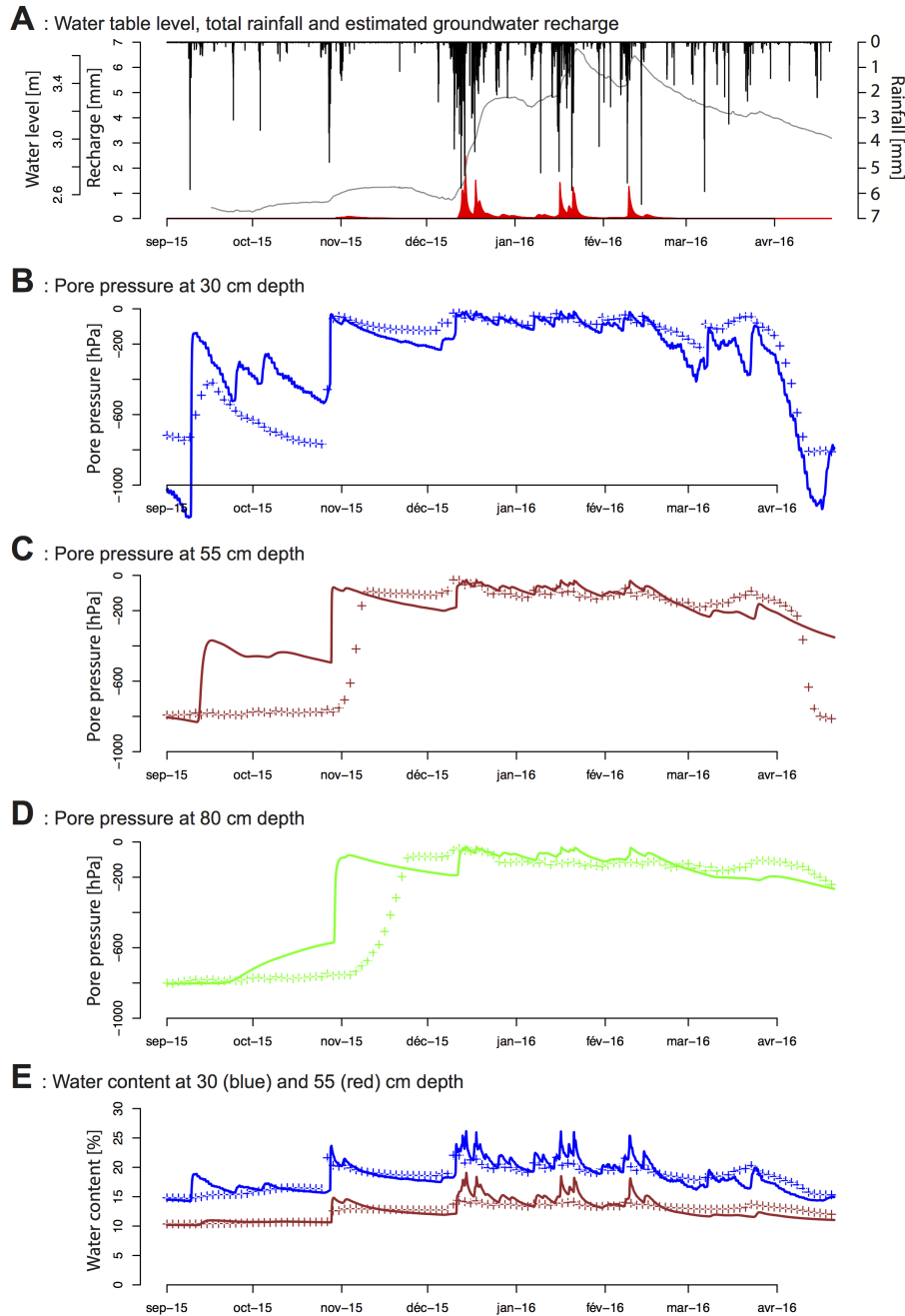


FIGURE 5.3: A : Estimated groundwater recharge with recorded water level fluctuations and total rainfall. Simulated (lines) and observed values (cross) for both pore pressure (B,C,D) at 30, 55 and 80 cm depth and water content (E) at 30 and 55 cm depth.

5.4 Parameters contribution to predictive uncertainty

Parameter importance to predictive uncertainty can be informative to guide field or laboratory based measurements. When parameter estimation process is applied to the model, it can be useful to have reliable prior informations about parameters that influence model predictions. The goal of this analysis is to evaluate which parameters have a significant impact on groundwater recharge predictive uncertainty. Hence, these identified parameters should be carefully estimated and preferred to more generic tabulated measurements.

From the linear based approach, using Equation 5.8 implemented in the pyEMU package, parameters will be sequentially removed and the predictive uncertainty recomputed *White et al.* [2016]. When a parameter is removed, a perfect knowledge to that parameter is assumed. Hence, the resulting lowering in predictive uncertainty is associated to the hypothetical perfect knowledge for this parameter.

The respective contribution of model parameters to predictive uncertainty is presented in Fig. 5.4. The saturated hydraulic conductivity of the lowest layer appears as the most critical parameter. As a consequence, the collection of prior information on this parameter should be encouraged. Moreover, van-Genuchten parameters (*alpha* and *n*) and drainable porosity ($\theta_s - \theta_r$) is also responsible for a major part of predictive uncertainty. As a consequence, field measurements of hydrodynamic parameters of the lowest identified layer through saturated/variable permeability test and laboratory/field soil moisture retention curve are meaningful when groundwater recharge uncertainty must be reduced.

5.5 Data worth analysis

The data worth analysis is usually implemented with the purpose of assessing the worth of an additional set of observations [*Dausman et al.*, 2010; *Fienen et al.*, 2010; *Schilling et al.*, 2014]. While in the present approach, the data worth analysis is conducted so as to define whether a reliable estimate of groundwater recharge may also be obtained without some of the instruments. In such a case this could limit the cost of an individual station, and the station could be replicated. The tested different measurement strategies are summarized by Tab. 5.2.

Groundwater recharge uncertainty according to measurement types accounted for in the objective function is summarized in Fig 5.5 A. It appears that pore pressure measurements can reduce significantly actual transpiration uncertainty

5. A DATA WORTH ANALYSIS AND GROUNDWATER RECHARGE ESTIMATION WITH A COUPLED SOIL SURFACE MODEL

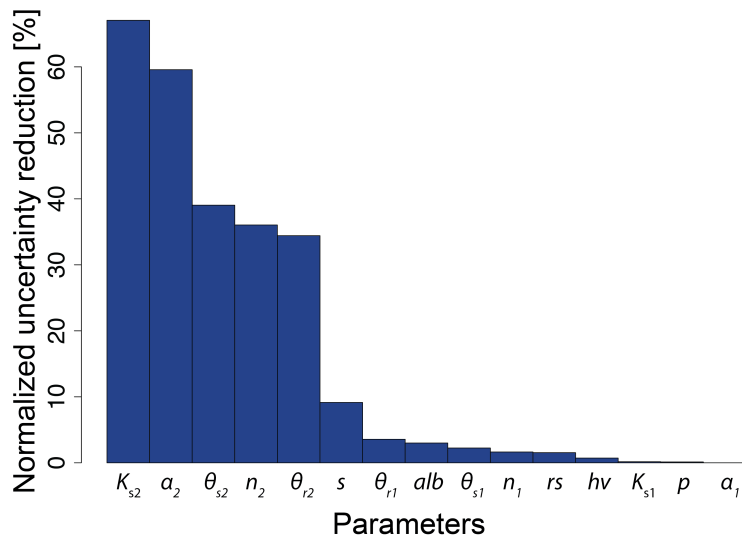


FIGURE 5.4: Parameter importance in terms on their effects on groundwater recharge predictive uncertainty

TABLE 5.2: Data worth analyses

	Name	Type(s)
Measurements	P-W- T_h	Pore pressure, Water content and Throughfall
	P-W	Pore pressure and Water content
	P- T_h	Pore pressure and Throughfall
	W- T_h	Water content and Throughfall
	P	Pore pressure
	W	Water content
	T_h	Throughfall
Depth location	$H1_{bot}$	Pore pressure at 30 cm depth
	$H2_{top}$	Pore pressure at 55 cm depth
	$H2_{bot}$	Pore pressure at 80 cm depth

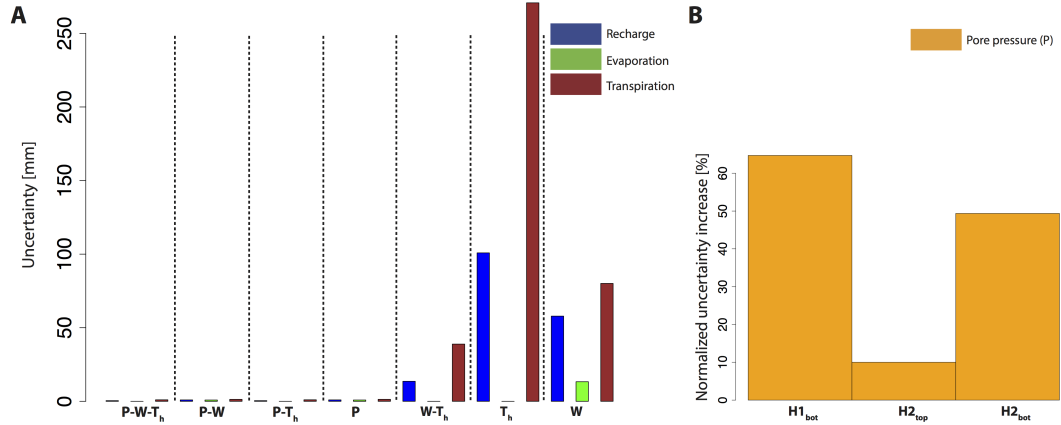


FIGURE 5.5: A. Comparison of measurement strategies (with P : Pore pressure ; W : Water content and T_h :Throughfall) based on predictive uncertainty of actual evaporation, actual transpiration and groundwater recharge at 95% confidence interval. B. Normalized uncertainty increase from data worth analysis based on pore pressure depth location.

and *de facto* groundwater recharge uncertainty. In contrast, it appears that water content does not provide an efficient measurement type because of the associated measurements errors. While matrix potential can be measured directly with tensiometers, water content probes are based on the indirect relation between water content and permittivity (measure of a material's response to a polarization in an electromagnetic field). Hence, water content measurement reliability is linked to the associated sensor calibration in order to minimize this measurement error. It should be noted that measurement of throughfall brings reliable information on actual evaporation. Hence, the more efficient measurement strategy will be to conjunctively use pore pressure (for transpiration) and throughfall (for evaporation) in order to decrease the post calibration recharge predictive uncertainty. Nevertheless, when measurement of throughfall is not realistic (e.g grassland), a single measurement of pore pressure provide an efficient measurement strategy.

Then, data worth analysis is conducted with pore pressure measurement type in order to find depth location where measurements should ideally be located along the vertical soil profile (Fig. 5.5 B). The bottom of the first layer is the most important observation location. Transpiration being a component of the soil profile water budget, reducing uncertainty where transpiration takes place leads to a better estimates of groundwater recharge.

5. A DATA WORTH ANALYSIS AND GROUNDWATER RECHARGE ESTIMATION WITH A COUPLED SOIL SURFACE MODEL

5.6 Discussion

1. The estimated predictive uncertainty is unrealistically low. This could be explained by the linear basis of the applied uncertainty analysis. It is well known that such a coupled soil-surface model is highly non linear resulting in an underestimated predictive uncertainty. Knowing that, the quantitative evaluation of post calibration predictive uncertainty can be erroneous. A reliable but less efficient method would be a Monte-Carlo based uncertainty analysis which required several hundreds of thousand of model runs.

2. The purpose of the data worth analysis is to provide an evaluation of relative parameter contribution to groundwater recharge uncertainty. The reliable absolute quantitative information of predictive uncertainty is not required. Furthermore, it appears that the use of non-linear based approach provide similar conclusions than linear based approach [*Brunner et al.*, 2012; *Lu et al.*, 2012] with many environmental processes. Consequently, the applied data worth and primary conclusions from this analysis appear as relevant for the purpose of this study.

3. The variance in prediction of groundwater recharge is based on parameters uncertainty. However, the total predictive uncertainty encapsulates both parametric and conceptual uncertainties. For the present soil-surface model, the uncertainty analysis underestimates the overall predictive uncertainty because of the neglected conceptual uncertainty.

4. The use of such a coupled soil-surface model is highly sensitive to local scale heterogeneities and fingering [*Beven and Germann*, 2013; *Jarvis et al.*, 2016]. The present soil-surface model account for uniform properties within the two identified layers. The recharge estimates can be erroneous if the real water flow is subject to rather different process controls than water flow in the soil matrix. This can be particularly true within the root zone (first identified horizon) where growth and decay of roots can creates macropores.

5.7 Conclusion

A joint canopy and soil model was used to estimate groundwater recharge on a well-instrumented study site. Linear uncertainty analysis revealed that the uncertainty on the variable of interest, groundwater recharge, was satisfactory. The estimated experimental station groundwater recharge with a 95 % confidence interval range from 381 to 385 mm which leads to an associated recharge

to precipitation ratio (RPR) to 0.56. However, this confidence interval is based on the linear assumption and structural error is not considered.

Reduction of the individual cost of such a monitoring station is crucial to multiply the number of point estimates of recharge over an area of interest. The data worth analysis highlights that pore pressure measurements alone are efficient to constrain groundwater model-based estimates of recharge. Moreover, when throughfall can be measured, a coupled pore pressure and throughfall measurements should be preferred. Ideally, matrix potential measurements should be located at the bottom of each identified layers and especially within the root zone layer in order to provide insight on actual root water uptake. Bottom layer field based measurements of hydraulic parameters should be encouraged when a gradient based approach is used for the parameter estimation process.

Groundwater recharge estimation is essential to evaluate the aquifer vulnerability and support a quantitative sustainable management plan. Moreover, such a groundwater recharge estimation can be useful within a regularization strategy applied for parameters estimation of a groundwater management model. For a given groundwater basin or identified large scale water table aquifer, the proposed measurement strategy should be applied for different vegetation land cover and replicated in order to reduce the effects of local scale heterogeneities and conceptual uncertainties which are the primary inconvenient for such an unsaturated zone modeling approach.

Chapitre 6

Joint estimation of recharge and hydraulic properties of unconfined aquifers with a simple experimental design

Joint estimation of recharge and hydraulic properties of unconfined aquifers with a simple experimental design

Abstract

Specific yield and groundwater recharge of unconfined aquifers are both essential parameters for groundwater modeling and sustainable development. Yet, the collection of reliable estimates of these parameters remains challenging to obtain. A joint approach combining an aquifer test with the application of the Water Table Fluctuation Method (WTF) is presented. Experimental data is collected with a pumping well and an observation well instrumented with a pressure probe for long term monitoring. Aquifer test interpretation is conducted with an analytical model with an implicit representation of the unsaturated zone drainage. Groundwater recharge was estimated by the use of an event-based WTF method in order to minimize the transient effects of flow dynamics in the unsaturated zone. Parameter estimation is conducted with a Bayesian approach. The specific yield ranges from 0.1 to 0.17 at the 95 % confidence interval. This uncertainty is propagated for the estimation of groundwater recharge with the WTF method. Groundwater recharge was estimated to 335 ± 85 mm at the 95 % confidence interval. In terms of the recharge-to-precipitation ratio (RPR), it corresponds to 25 to 43 % of the recorded rainfall passes through the unsaturated zone to become recharge. By the use of cost-effective instrumentation and parsimonious methods, we aim to encourage the replication of such joint approaches to provide reliable estimates of unconfined aquifer parameters over a region of interest. This is of high interest to reduce the predictive uncertainty of groundwater management models.

6.1 Introduction

The incorporation of prior information is necessary for uncertainty analysis based on statistical inference [Cui and Ward, 2012; Fioren et al., 2010]. Reliable estimates of aquifer parameters such as transmissivity, storage and groundwater recharge is essential for the sustainable management of groundwater resources [Devlin and Sophocleous, 2005; Knowling and Werner, 2016]. Groundwater management models are useful tools to guide groundwater management [Bredehoeft, 2002]. The parameters of such groundwater models are traditionally estimated through a nonlinear regression that requires the use of regularization to address the issue of nonuniqueness and instability [Aster et al., 2013; Carrera et al., 2005; Doherty, 2015; Zhou et al., 2014]. One of the most traditionally applied regularization processes consists in including prior knowledge on model parameters [Carrera and Neuman, 1986; Cooley, 1982; Tikhonov and Arsenin, 1977]. It is of the highest interest to collect reliable information on model parameters prior to model calibration [Hunt et al., 2007].

Prior values on hydraulic parameters can be obtained from the literature, core sample analysis and aquifer tests. While literature data may be unavailable or uncertain for a given study site, the extraction and analysis of core samples is costly and may be poorly representative of macroscopic hydraulic properties. As an alternative, aquifer test provide a relatively cost-effective and reliable approach for the estimate of hydraulic parameters at the macroscopic scale [de Marsily, 1986]. The classical analytical solution proposed by Theis [1935] and its approximation [Cooper and Jacob, 1946] constitute the basis of aquifer test interpretation. These solutions were initially developed for confined aquifers, but they may also be applicable to unconfined aquifers so long the variations of aquifer thickness are limited [de Marsily, 1986; Halford et al., 2006]. Nevertheless, their application for the estimate of unconfined storage parameter may be inappropriate because of the gradual drainage associated with the decline of the water table [Boulton, 1954; Moench, 2004]. The *drainable porosity*, or *specific yield*, is the pore volume of water that is removed by gravity (i.e. the difference between the saturated and residual water content) when the water table level drops [Acharya et al., 2012; Healy and Scanlon, 2010; Hilberts et al., 2005]. The *fillable porosity* is the amount of water that an unconfined aquifer can store per unit rise of the water table per unit area [Kayane, 1983; Sophocleous, 1991]. When conducting an aquifer test in an unconfined aquifer, the unconfined time-drawdown behavior is characterized by an S-shape curve with three successive steps. The first step (early times) transcribes the release of water from the elastic storage, the middle (intermediate times) results from the transient state where the unsaturated zone is drained by gravity and the third part (late time curve) corresponds to the equilibrium where

6. JOINT ESTIMATION OF RECHARGE AND HYDRAULIC PROPERTIES OF UNCONFINED AQUIFERS WITH A SIMPLE EXPERIMENTAL DESIGN

the delayed porosity drainage has a negligible influence on the observed draw-down.

Numerous methods exist for estimating groundwater recharge [*Healy and Scanlon, 2010; Scanlon et al., 2002*]. They can be classified according to the location of field measurements (unsaturated zone, saturated zone) but also depending on the approach (water budget, physically based flow model, chemical methods, etc.). The Water Table Fluctuation (WTF) method is one of the most attractive way to estimate groundwater recharge because of the availability of groundwater level records and the simplicity of its application [*Healy and Cook, 2002*]. The WTF method is based on water-level rises in response to individual storms event. The WTF method is conventionally used for groundwater recharge estimation as the product of a storage parameter (S) with the effective water table level rise (Δh^*) [*Healy and Cook, 2002*].

$$R = S \times \Delta h^* \quad (6.1)$$

where Δh^* , the effective water table level rise, takes into account the natural water table level recession and the effect of air entrapment. The purpose of this study is to combine these two widely used techniques in order to propose a joint estimate of groundwater recharge and storage parameters based on the data acquired with a cost-effective experimental instrumentation (Fig. 6.1). The estimation of transmissivity is out of the scope of the paper, which is organized as follows. After the presentation of the monitoring station, the complementarity of the method is first discussed according to a simple analysis of recharge and drainage processes. Then, the implemented analytical solution, the application of the WTF method and the history matching process are described

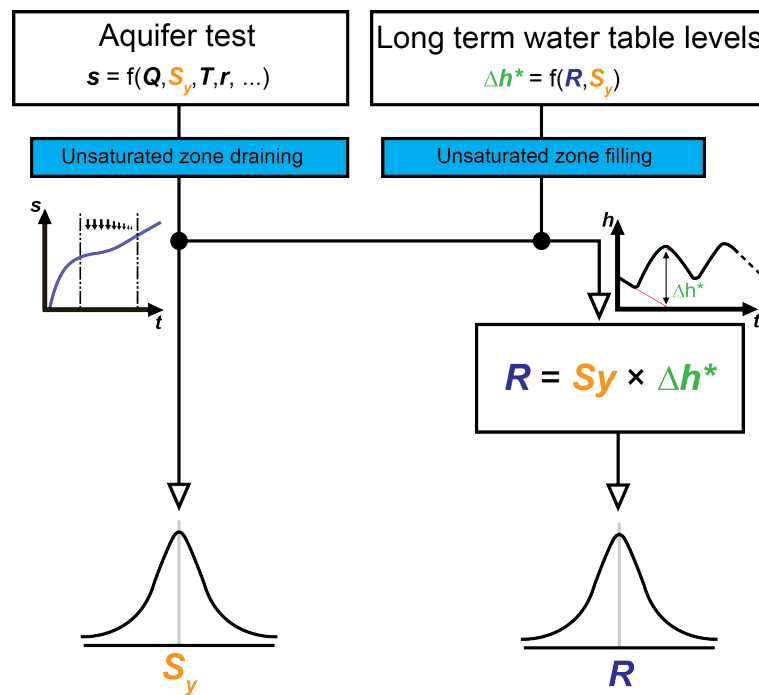


FIGURE 6.1: Overview of the presented approach. Aquifer test will be used to estimate specific yield. Long term water table levels will be used to estimate effective water table level rise. Groundwater recharge will be estimated by the combination of both unsaturated zone drained (aquifer test) and unsaturated zone filled (water table fluctuation) processes.

6. JOINT ESTIMATION OF RECHARGE AND HYDRAULIC PROPERTIES OF UNCONFINED AQUIFERS WITH A SIMPLE EXPERIMENTAL DESIGN

6.2 Water table and unsaturated flow processes

The effect of the unsaturated zone on water table variations should not be circumvented since the infiltrating water movement is governed by the pressure gradient (i.e. the water content profile) [de Marsily, 1986]. At the equilibrium state, above the water table, the pore pressure is negative (matrix potential) and decreases with the distance from the water table to the surface. Nevertheless, the water content profile almost never reaches the equilibrium but is still in transient condition between recharge and drainage events [de Marsily, 1986]. A distinction between *fillable porosity* and *specific yield* can be made on the basis of hysteresis and entrapped air [Kayane, 1983; Sophocleous, 1991]. Nevertheless, even by neglecting these effects, it can be shown that the two storage parameters have different values according to the considered condition of drainage or recharge [Acharya et al., 2012]. The next paragraphs aims to propose a theoretical consideration in order to illustrate these unsaturated flow processes (Fig. 6.2).

We consider a vertical profile of water content above the water table in two different configurations : a water table rise (groundwater recharge) and a water table decline (aquifer test natural drainage).

When considering the water table level rise (recharge process) from h_0 to h_3 , the recharge does not reach the water table immediately but gradually. Starting from an equilibrium water content profile (hydrostatic condition) , the first intermediate recharge r_{0-1} is associated with the water table level rise (Δh_{0-1}). At the beginning of the second recharge event, the preceding event has not entirely reached the water table. The soil water content profile n°1 is still in transient condition. As a consequence, the resulting fluctuation (Δh_{1-2}) is higher than the former (Δh_{0-1}) but the intermediate recharge is the same ($r_{0-1} = r_{1-2}$). This can be explained because of the transient time behaviour of the water content profile. The preceding recharge event has not yet passed through the unsaturated zone when the former begins. A long time after these two rainfall events, the water content profile finally reaches the equilibrium again and the total observed water table fluctuation (Δh_{0-3}) encapsulates the absolute recharge (R) related to the two successive rainfall events.

When considering the water table level drop (aquifer test) from h_0 to h_1 , the water content profile releases only a small part of the drainable water within h_0 and h_1 . The resulting apparent *specific yield* at early time is small (S_y at t_1) but tends to increase progressively following the water content profile dynamic. For long time ($t = \infty$), the water content profile finally reaches the equilibrium. The drainable water between h_0 and h_1 was entirely drained by gravity. We assume

6.2 Water table and unsaturated flow processes

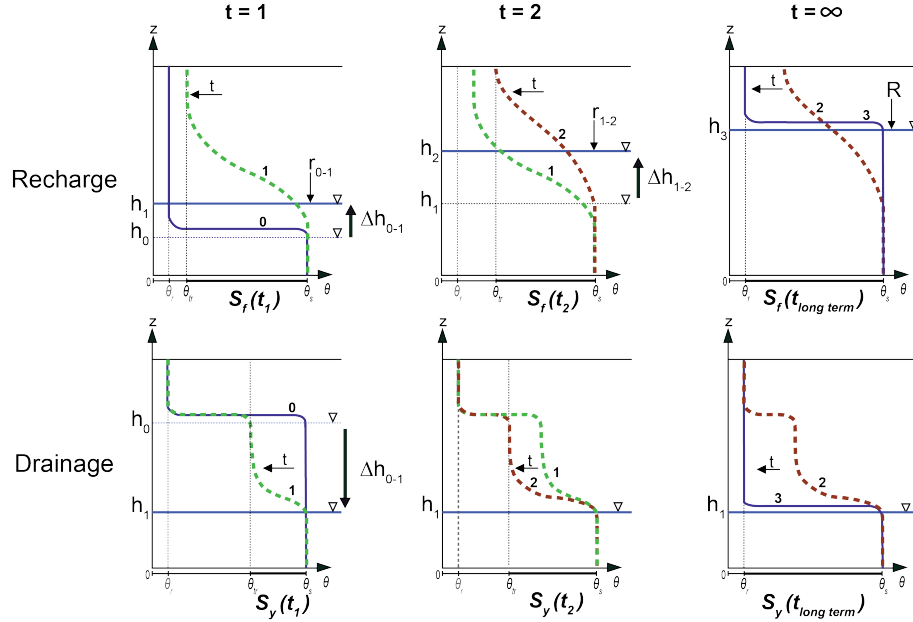


FIGURE 6.2: Recharge process (first row) : Starting from an equilibrium profile (0), the recharge r_{0-1} is associated to the transient profile (1) which is modified for the second recharge event r_{1-2} until a new equilibrium is finally reached (3) and total groundwater recharge R associated to the total water table level rise ($h_3 - h_0$). Drainage process (second row) : Starting from an equilibrium profile (0), the water table level drop (Δh_{0-1}) occur immediately at time t_1 but the unsaturated zone drainage depend on the transient profile starting from (1) ending at (3) where the equilibrium is reached again. Storage parameters S_y (*specific yield*) and S_f (*fillable porosity*) depends on the transient effect of the unsaturated zone drainage.

that no significant rainfall events occur the whole time of the aquifer test.

Due to the definition of *fillable porosity* and *specific yield*, these two unconfined storage parameters must be differentiated according to the process while the equilibrium has not been reached (hysteresis and entrapped air neglected). When considering long-term behaviour, these two parameters tend to the same value [Acharya et al., 2012; de Marsily, 1986].

6. JOINT ESTIMATION OF RECHARGE AND HYDRAULIC PROPERTIES OF UNCONFINED AQUIFERS WITH A SIMPLE EXPERIMENTAL DESIGN

6.3 The monitoring station

The monitoring station described in this section aims at providing the necessary field observations for a reliable estimate of hydraulic parameters and groundwater recharge. The station should also remain sufficiently simple and cost-effective to be replicated at several locations over a basin of interest. Water table fluctuations should be mainly associated with meteoric precipitations variations and no external stresses such as streams or pumping should be found in the vicinity of the monitoring station.

The monitoring station should be designed to (i) conduct an aquifer test and (ii) monitor long term water table fluctuations. A single-well aquifer test can be sufficient to estimate the transmissivity of an aquifer. To the opposite, an observation well located in the vicinity of the pumping well is strictly necessary for the estimate of the specific yield *Halford et al.* [2006]. The monitoring station can be made from an existing long term water table fluctuation well by the implementation of a second well for the aquifer test interpretation. Additionally, it can be convenient to set up a rain gauge for two reasons : (i) the identification of dry periods where the aquifer cannot be influenced by precipitation and (ii) express recharge as a ratio of precipitation (RPR).

6.4 Methods

6.4.1 The Unconfined aquifer test

The principle of an aquifer test is to pump at a known constant discharge rate (Q) from a pumping well and record observed drawdown (s) from an observation well at a known distance (r) from the pumping well. The target is to delineate aquifer parameters (T transmissivity and S_y specific yield) at a macroscopic scale by the drawdowns interpretation. If the interpretation can be made from a groundwater flow model, we prefer the use of a simple analytic solution because of (i) the availability of such a solution for elementary flow problems as aquifer test interpretation (ii) the simplicity of the application and (iii) the computationally frugal aspect of analytical solutions [*Neuman and Mishra*, 2012; *Renard*, 2005]. The following aquifer test analytical solutions are able to estimate the specific yield and the aquifer anisotropy $\frac{K_z}{K_r}$ where K_z the vertical and K_r the horizontal components of the hydraulic conductivity. Moreover, it should be noted that aquifer thickness (b) variations must be limited.

Neuman's analytical solution [*Neuman*, 1972] assumes that the drainage of the

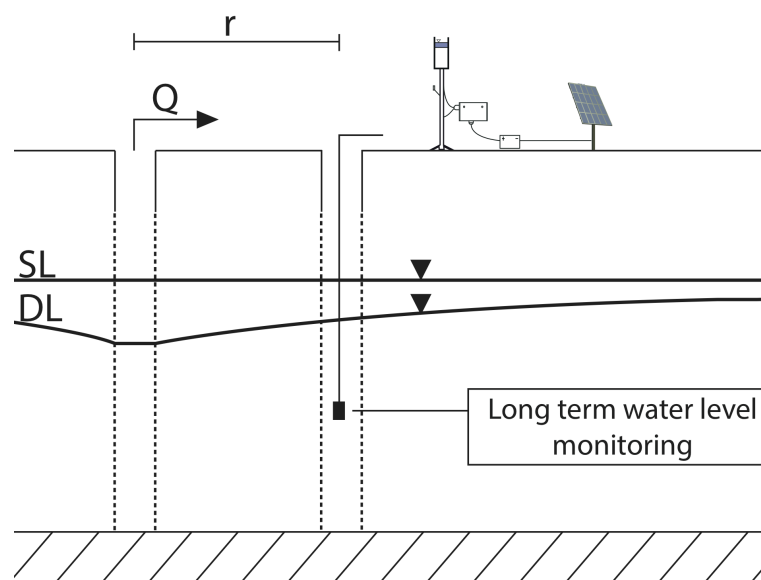


FIGURE 6.3: The monitoring station. The observed well is at a distance r from the pumping well where a constant flow (Q) is withdrawn for the aquifer test. A pressure sensor records long-term groundwater level and drawdowns are delineated from static (SL) minus dynamic (DL) water table levels.

6. JOINT ESTIMATION OF RECHARGE AND HYDRAULIC PROPERTIES OF UNCONFINED AQUIFERS WITH A SIMPLE EXPERIMENTAL DESIGN

unsaturated zone is instantaneous. Assuming instantaneous drainage, the upper-boundary condition for flow to a well in an unconfined aquifer is written as follows [Mishra and Kuhlman, 2013] :

$$\frac{\partial^2 s_D}{\partial r_D^2} + \frac{1}{r_D} \frac{\partial s_D}{\partial r_D} + K_D \frac{\partial^2 s_D}{\partial z_D^2} = \frac{\partial s_D}{\partial t_D} \quad (6.2)$$

where $s_D = \frac{s}{Q/(4\pi T)}$, $r_D = \frac{r}{b}$, $t_D = \frac{t}{(S_y b^2)/T}$ and $K_D = \frac{K_z}{K_r}$. Neuman's upper-boundary condition assumes that the shape of water content profile does not change but simply drops with the water table decline. Neuman's solution is used by many hydrogeologists as the preferred model mainly because of the perception that neglecting the effects of gradual drainage from the unsaturated zone is reasonable for purposes of aquifer parameter estimation [Neuman, 1972].

Nevertheless, in a majority of aquifer tests, only a small part of the unsaturated zone water is released during the period that leads to a non instantaneous drainage of the unsaturated zone [Moench, 2004; Nwankwor et al., 1992]. As a consequence, analyses of aquifer tests that do not take into account unsaturated flow tend to underestimate the specific yield [Nwankwor et al., 1984]. A solution should be to conduct a long-term aquifer test when the influence of the delayed drainage of the unsaturated zone becomes negligible. Such a long term aquifer test is impracticable in reality because of two major constraints. The first is related to the allocated cost and time for an aquifer test which most of time do not exceed one or two days. The second is related to the aquifer boundaries which can be reached which invalidates the infinite aquifer assumption to the theoretical S-shape curve. Because of these eventual additional effects of aquifer boundaries and cost and time limits, the aquifer test must be interpreted with the influence of the delayed drainage of the unsaturated zone. As a consequence, the issue is related to the ability of aquifer test analytical solutions to provide a reliable time independent specific yield from intermediate time observed drawdowns where the specific yield is time dependent. For these reasons, the Neuman's analytical solution is discard of the interpretation.

Boulton's analytical solution [Boulton, 1954] assumes that the drainage of the unsaturated zone occurs gradually rather than instantaneously. The solution is based on an implicit representation of the unsaturated zone drainage written as [Mishra and Kuhlman, 2013] follows :

$$\frac{\partial^2 s}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial s}{\partial r} = \left[\frac{S}{T} \frac{\partial s}{\partial t} \right] + \left\{ \alpha S_y \int_0^t \frac{\partial s}{\partial \tau} \exp^{-\alpha(t-\tau)} d\tau \right\} \quad (6.3)$$

where the term in square brackets is the instantaneous confined storage and the term in braces account for the drainage from the zone above the water table that assumed to occur gradually in a manner that varies exponentially with time since the aquifer test began. Boulton’s solution introduced the α empirical parameter as a constant.

Moench’s analytical solution [Moench, 2004] combines the Boulton and Neuman approaches in order to propose an “hybrid” analytical solution which is able to deal with the tree states of the S-Shape curve. The Moench’s analytical solution is written as [Mishra and Kuhlman, 2013] follows :

$$\int_0^t \frac{\partial s}{\partial \tau} \sum_{m=1}^M \alpha_m \exp^{-\alpha_m(t-\tau)} d\tau = -\frac{K_z}{S_y} \frac{\partial s}{\partial z} \quad (6.4)$$

where the solution can include multiple delayed drainage parameters α in order to improve the fit between simulated and observed drawdowns comparing to the Boulton solution. When $M = 1$, Moench’s solution is identical to the Boulton equation. As the magnitudes of the empirical parameters (α_m) get larger, the rate of drainage increases and the equation approaches the upper-boundary condition used for instantaneous drainage assumption. As the magnitudes get lower, the rate of drainage decreases and the equation approaches the upper-boundary condition used for a confined aquifer. Moench [2004] showed that with $M = 3$ empirical delayed drainage parameters is enabled to reach a better fit to the observed drawdown, Trivedi and Kashyap [2015] reveal that a second-order ($M = 2$) Moench’s model may be considered as parsimoniously optimal.

The use of Moench’s analytical model allows a better fit to the observed drawdown and a more reliable *specific yield* estimation than Neuman’s solution when the intermediate time curve dominates in the observed drawdown. Moreover, Moench’s analytical model brings the possibility to add more than one empirical drainage parameter. For these reasons, the Moench’s model is preferred to Neuman’s or Boulton’s models. The Moench’s model is implemented in a Fortran based package named WTAQ [Barlow and Moench, 2011].

6.4.2 The event-based WTF method

The Water Table Fluctuation (WTF) method can be used to estimate groundwater recharge by the product of water-table height Δh and the storage parameter. The method is based on the assumption that water table fluctuation is primary controlled by precipitations. This essential assumption restricts the application of the method where the aquifer dynamics is not influenced by external

6. JOINT ESTIMATION OF RECHARGE AND HYDRAULIC PROPERTIES OF UNCONFINED AQUIFERS WITH A SIMPLE EXPERIMENTAL DESIGN

stresses such as surface water boundaries and withdrawals.

Traditionally, the WTF method is applied on the basis of a fixed time step size where groundwater recharge is estimated as [Heppner *et al.*, 2007; Park, 2012] follows :

$$R = \sum_0^t S_f(t) \times \Delta h(t) \quad (6.5)$$

where $\Delta h(t)$ is similar to the Δh_{0-1} or Δh_{0-2} from Fig. 6.2. It should be noted that estimation of groundwater recharge implies to define a specific time scale. If the WTF time scale is smaller than the water content profile dynamics, a time dependent specific yield must be considered [Crosbie *et al.*, 2005; Heppner *et al.*, 2007; Jeong and Park, 2017; Nachabe, 2002; Park, 2012]. Ideally, *fillable porosity* must be defined according to a variable specific retention where data on hydraulic properties or conditions of the unsaturated zone is needed. However, such an approach is beyond the scope of the paper since it require the use of soil parameters for estimating a transient residual water content. For these reasons, the use of a fixed time step size WTF method is discard for the groundwater recharge estimation.

The event-based WTF method is based on the premise that a time independent *fillable porosity* can be multiplied by the effective water-table height Δh^* which is similar to the Δh_{0-3} from the Fig. 6.2. Moreover, when neglecting hysteresis and entrapped air, the use of a time independent *specific yield* is consistent with the method since $S_y \simeq S_f$.

The principle of the event-based WTF method is describe by the Fig. 6.4. First, recession periods are identified by the use of a minimum time since the latest precipitation event. This time must be as long as possible to find representative recession periods but not to long in order to keep a reasonable number of recession points. The objective is to find recession parameters of a Master Recession Curve (MRC) which, for the current study, will be assume as a linear relation between water-table rate of change and water table height ($\frac{dh}{dt}$ vs h). Consequently, the recession is characterized by the two recession parameters p_0 and p_1 . Then, discrete recharge events are determine by the examination of the observed water-table rate of change (dh/dt) and the predicted MRC. Finally, the recession straight line is extrapolated in both forward and backward in time in order to add the natural recession behaviour (D) and to remove eventual effects of overshoots (O) such as air trapping.

Consequently, the effective water-table height Δh^* can be expressed as follows :

$$\Delta h^* = \Delta h + D - O \quad (6.6)$$

and groundwater recharge (R) is directly estimated by the use of the time independent *specific yield* by the application of the following relation :

$$R = S_y \times \Delta h^* \quad (6.7)$$

Since the graphical event-based WTF method is not suitable because of the subjectivity and the monotonously of the method, for the current study, an automated based approach will be used through a R based package [Mitchell *et al.*, 2014; Nimmo *et al.*, 2015]. This Nimmo's method require the definition of the storm recovery time (t_p) for the recession periods identification, the precipitation lag time (t_l) and the fluctuation tolerance (σ_T) for the groundwater recharge events selection. The precipitation lag time transcribed the minimum transit time for input rainfall to affect the observed water table dynamic. The fluctuation tolerance transcribe the measurement error associated to the observed water table level. This parameter is used to discard insignificant water table fluctuations. These three parameters encapsulates elements of subjectivity of a graphical based approach and makes the method replicable over a long term water table fluctuation records.

The primary advantage of Nimmo's WTF method relies on the parametrization of the subjectivity which makes possible the comparison of recharge between monitoring stations. Moreover, the event-based approach makes possible to include the estimated time independent *specific yield* from aquifer test interpretation within the groundwater recharge estimation. For these reasons, the use of the event based Nimmo's WTF method is preferred to the fixed time step size and graphical event-based approaches.

6.4.3 Model fitting and uncertainty analysis

As noted by Healy and Cook [2002], the main issue related to the interpretation of aquifer tests is the nonuniqueness of the solution [Carrera *et al.*, 2005]. The specific yield being a key parameter to the WTF method, the associated parameter uncertainty must be properly characterized and propagated to the groundwater recharge estimation.

Moench's empirical parameters must be identified from observed drawdown, which also supports information on four aquifer parameters (Kr , Kz , S_s and S_y). As a

6. JOINT ESTIMATION OF RECHARGE AND HYDRAULIC PROPERTIES OF UNCONFINED AQUIFERS WITH A SIMPLE EXPERIMENTAL DESIGN

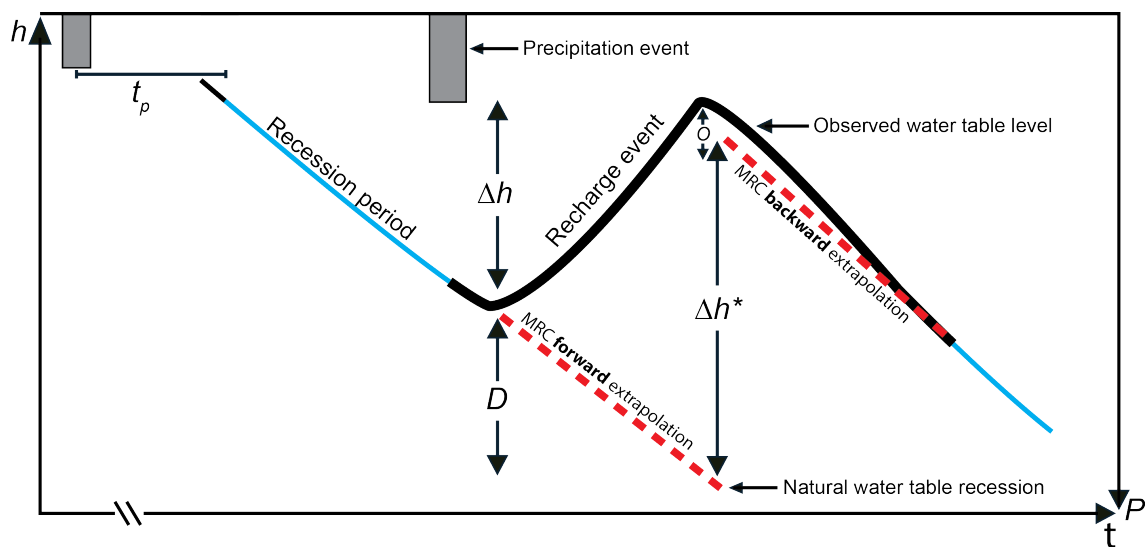


FIGURE 6.4: Nimmo's event-based water table fluctuation method principle based on a single recharge event identification. The recession period is delineated from a minimum time since the latest precipitation event (t_p). The analysis of this recession period makes realizable the estimation of a Master Recession Curve (MRC) representative to the virgin water table recession. This MRC is extrapolated in both forward and backward in time to estimates an effective water table fluctuation (Δh^*) for taking into account of the water table recession (D) and overshoot (O) effects.

consequence, the reliability of Moench’s solution for the estimation of the time independent *specific yield* could be significantly affected if the estimation of the α_m empirical parameters cannot be supported by the observations. The challenging issue is to set an appropriate number of α_m drainage parameters in order to improve the estimates of *specific yield* without increasing parameter uncertainty. The optimal parameterization of Moench’s analytical solution has been discussed by [Moench, 2004; Trivedi and Kashyap, 2015]. Following Trivedi and Kashyap [2015], we use a second-order Moench’s analytical solution (i.e. $M = 2$). Nevertheless, the reliability of the *specific yield* estimates, and consequently the optimal parametrization of the model, depends on the observations. Given the short computation time of the Moench’s model, the Bayesian approach seems the most appropriate method to fit the model and define parameters uncertainty [Renard, 2005; Yustres et al., 2012].

The simulated drawdowns are compared to the available observations so as to estimate a posterior probability distribution of total six unknown parameters : Kr , Kz , S_s , S_y , α_1 and α_2 . Saturated aquifer thickness is taken to be a known parameter equal to 7 meters. Fitting the model means characterizing the posterior distribution from the prior distribution. The advantage of this approach is that parameters uncertainties are estimated directly by the statistical distribution.

Bayes’ theorem states that the posterior probability of the parameters, given the data, is proportional to the product of the likelihood function of the parameters given the data and the prior probability of the parameters [Aster et al., 2013]

$$f(\mathbf{k} \mid \mathbf{s}) \propto L(\mathbf{k} \mid \mathbf{s})f(\mathbf{k}) \quad (6.8)$$

where \mathbf{k} is the vector containing the six unknown parameters, \mathbf{s} the vector containing drawdown observations, $L(\mathbf{k} \mid \mathbf{s})$ the likelihood function and $f(\mathbf{k})$ the prior distribution of the parameters. A normal likelihood function is used with uniform prior distributions for all parameters. The uniform prior distribution is constrained by the unawareness to a prior mean of parameters. The simplest assumption is to define parameter space boundaries has done by the use of uniform prior distribution [Cui and Ward, 2012].

The Metropolis-Hastings algorithm is used for the application of the Markov chain Monte Carlo (MCMC) method to get samples from the posterior distribution [Hastings, 1970; Metropolis et al., 1953]. The Bayesian inference is conducted with a Python based package [Patil et al., 2010].

6. JOINT ESTIMATION OF RECHARGE AND HYDRAULIC PROPERTIES OF UNCONFINED AQUIFERS WITH A SIMPLE EXPERIMENTAL DESIGN

6.5 Field interpretation

An unconfined aquifer located in the region of Bordeaux (France) is used to illustrate the proposed approach. The lithology of the geological unit consists of, from top to bottom, a 1 meter unsaturated zone primary composed of coarse sand with heterogeneous gravels and a 5 meters aquifer layer composed of fine sand deposit overlying a thick clay layer. The natural dynamic of the aquifer is primary controlled by precipitations and evapotranspiration. There are no effects of river exchanges nor pumping. The water table level is monitored by one observation well. A production well, distant from 6.8 meters is used for the aquifer test. The two wells have similar characteristics with a totally penetrating casing screened from 1 meter until the bottom of the aquifer. A meteorological station recorded precipitation and classical climatic variables. The observed data period ranges from the October 2015 to the January 2017 (445 days). The observed data are stored on a 6 min time step. Over this period, a total of 970 mm precipitation was recorded.

An aquifer test was conducted at a constant discharge rate of $6 \text{ m}^3\text{h}^{-1}$ over 22 hours (Fig. 6.5). The observed drawdowns were recorded on a fixed 3 seconds time step but resampled thereafter in a logarithm progression (Fig. 6.5). The associated derivatives are added to the observed drawdowns. The derivatives of the observed data rise continuously while the aquifer test period. The interpretation of such a behaviour can be explained by a significant influence of the overlaying unsaturated zone within the aquifer test period. This derivatives based interpretation bring consistency to the use of the Moench's analytical solution in order to take into account the unsaturated zone drainage for the aquifer test interpretation. In next paragraphs, we present the parameters estimation based on Bayesian inference.

For the definition of parameters prior distribution, prior assumption is made on the basis of a uniform distribution. From these prior distributions, the Markov chain Monte Carlo (MCMC) method is used to get 40 000 samples from the posterior distribution. The samples are retained when the values converge to their joint stationary distribution. The first 2 000 values are used to initialize the posterior distribution while the remaining 38 000 are kept. The MCMC often results in strong autocorrelation among samples that can result in imprecise posterior inference [van der Spek and Bakker, 2017]. To circumvent this artefact, according to the autocorrelation inspections, the posterior distribution is thinned by 100 for all parameters in order to retain only every 1 sample out of 100 samples. The resulting posterior distribution is composed by ca. 380 samples.

From the evaluation of samples of the posterior distribution (Appendix C), it can

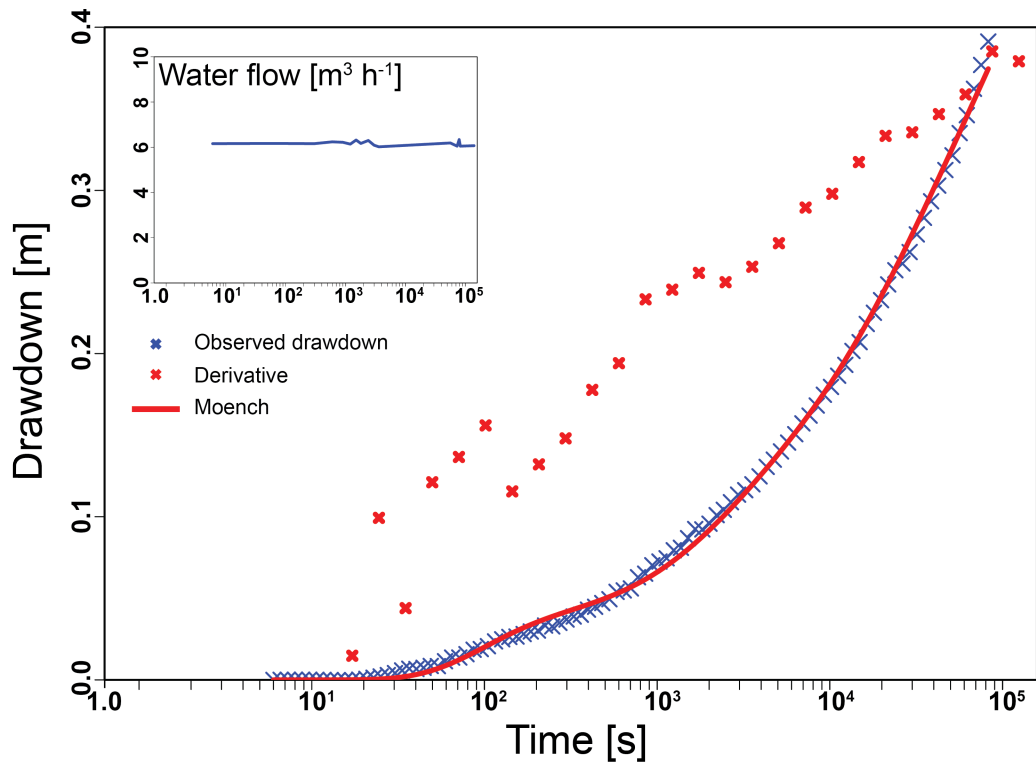


FIGURE 6.5: Observed time-drawdown curve and simulated drawdown from the Moench's model in a semi-logarithmic scale

6. JOINT ESTIMATION OF RECHARGE AND HYDRAULIC PROPERTIES OF UNCONFINED AQUIFERS WITH A SIMPLE EXPERIMENTAL DESIGN

be observed that S_y presents a strong correlation with Kr and α_1 , the horizontal component of the hydraulic conductivity and the first empirical drainage parameter. Moreover, the second empirical parameter appears to be poorly constrained and relatively useless for the interpretation. The mean and standard deviation of the *specific yield* over samples are 0.142 and 0.018 respectively (Fig. 6.7). The estimated *specific yield* value is consistent with literature [de Marsily, 1986; Kruseman et al., 1990]. The mean and standard deviation of the aquifer parameters are summarized within Tab. 6.1.

The WTF method can be implemented on the basis of the *specific yield* posterior distribution obtained from the aquifer test. The basic data requirement for the event based WTF method, the water table levels and cumulative precipitation, are resampled to a daily time step. It is considered that the water table does not respond to precipitation under a threshold of 0.5 mm. The recession curve was determined from identified recession periods on the basis of a storm recovery time ($t_p = 6$ days) adjusted by trial and error to minimize the variability of $\frac{dH}{dt}$ while keeping a significant number of data points to adjust the recession straight-line. The two recession parameters p_0 and p_1 characterized the straight-line of the recession data with a regression coefficient (R^2) to 0.62. The water-table fluctuation tolerance is considered as the pressure sensor accuracy to be 0.01 m. This parameter will be used in order to discard insignificant water table fluctuations. The precipitation lag time is fixed at 1 day. A total number of 12 recharge events are identified over the period (Fig. 6.6). First, the identified water table level rises for each episode are summed to determine the total groundwater recharge for the studying time period. Then, the total groundwater recharge distribution is obtained from the *specific yield* distribution (Fig 6.7). Finally, the estimated specific yield uncertainty with the Bayesian inference application is propagated to the groundwater recharge estimation. Consequently, the mean groundwater recharge for the identified period is estimated at 335 ± 85 mm at the 95 % confidence interval. In terms of the recharge-to-precipitation ratio (RPR), it corresponds to 25 up to 43 % of recorded rainfall.

6.6 Discussion

1. In numerous contexts, Neuman's analytical solution [Neuman, 1972] cannot be used for the estimate of the storage parameter of unconfined aquifers because of the impracticability to conduct a long-term aquifer tests to minimize the effects of the unsaturated zone drainage. Moench's model was preferred because of the possibility to estimate a time independent specific yield from time dependent drawdowns.

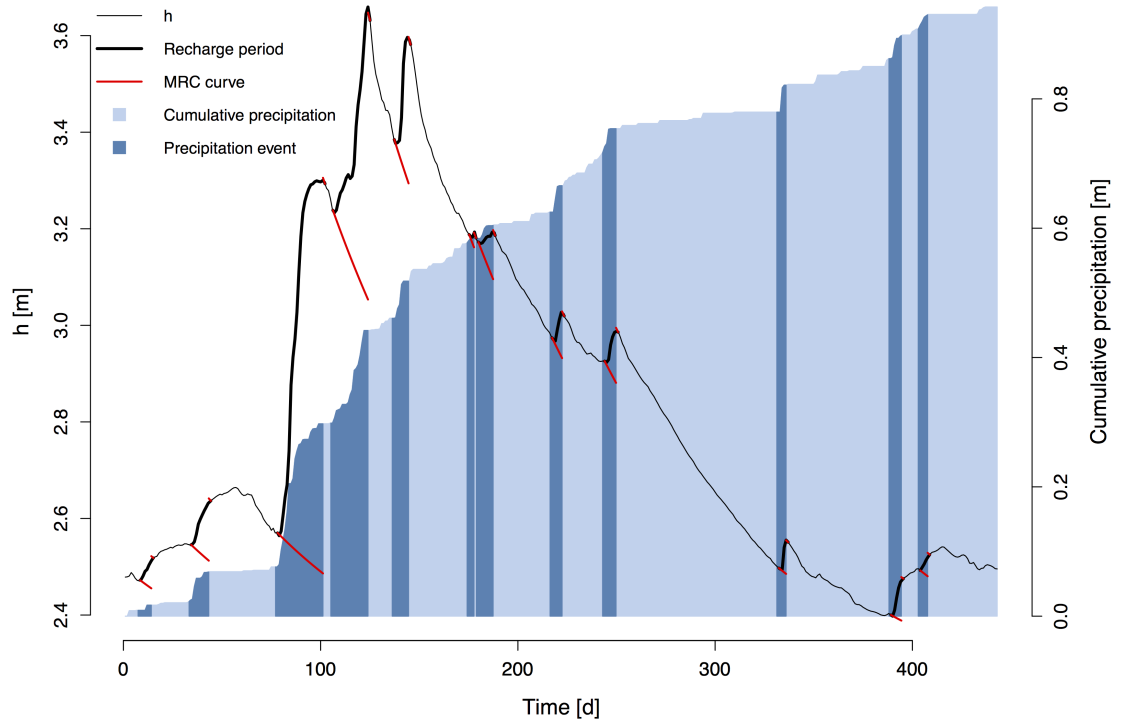


FIGURE 6.6: Groundwater level fluctuations and identified recharge events with associated recession curves.

TABLE 6.1: Posterior knowledge on parameters

Parameter	Mean	Std
$K_R[m.s^{-1}]$	$1.8E-4$	$1.08E-5$
$K_Z[m.s^{-1}]$	$1.8E-4$	$2.90E-5$
$S_s[m^{-1}]$	$8.0E-4$	$1.28E-4$
S_y [%]	0.14	0.018
$\alpha_1[s^{-1}]$	$1.7E-4$	$5.74E-5$
$\alpha_2[s^{-1}]$	1.49	2.27

6. JOINT ESTIMATION OF RECHARGE AND HYDRAULIC PROPERTIES OF UNCONFINED AQUIFERS WITH A SIMPLE EXPERIMENTAL DESIGN

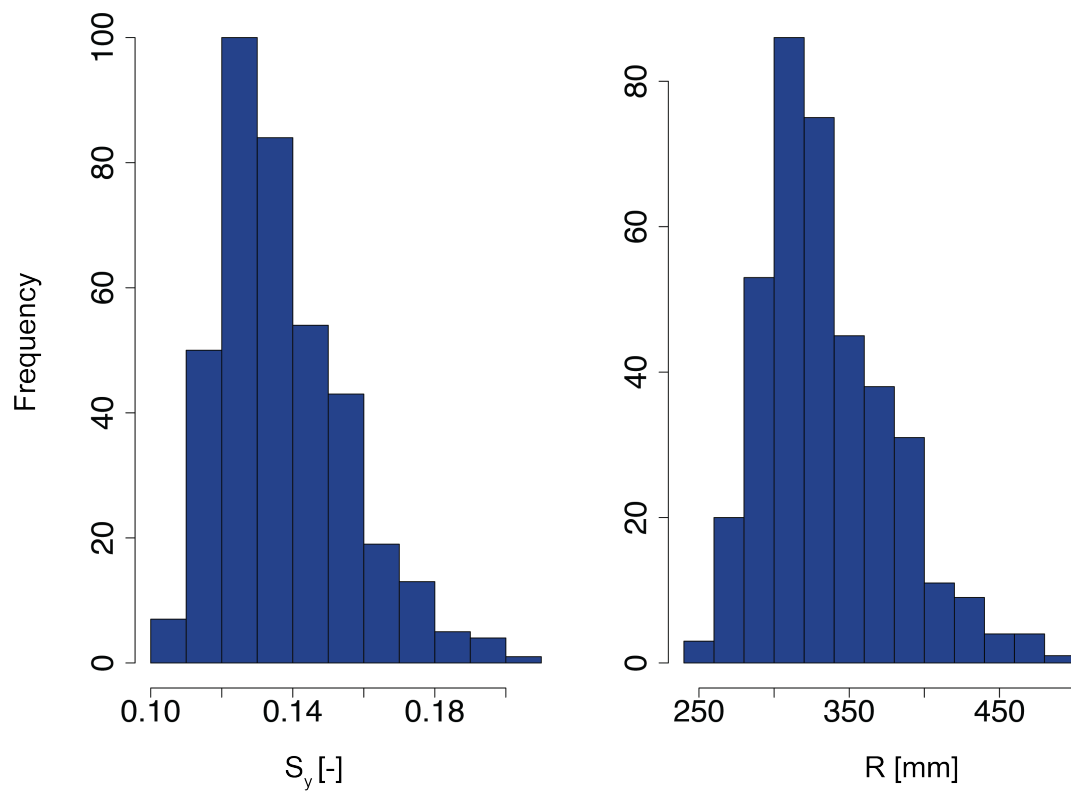


FIGURE 6.7: Posterior distribution of *specific yield* (S_y) which is propagated to the estimation of groundwater recharge (R)

2. Aquifer test interpretation was conducted with Moench's analytical solution [Moench, 2004] which requires the use of one or more empirical drainage parameters for the upper boundary condition. More sophisticated solutions offers the possibility to explicitly include the unsaturated zone within the model [Kroszynski and Dagan, 1975; Mathias and Butler, 2006; Mishra and Neuman, 2010; Tartakovsky and Neuman, 2007]. The water table is no longer a boundary condition but explicitly considered within the model domain. These unconfined solutions treated the unsaturated flow from the resolution of a linearized version of Richard's equation. A convenient approach would have been to use an explicit representation of unsaturated zone drainage supported by informations on soil parameters. Nevertheless, such an approach does not appear as relevant within this paper for the reason that soil parameters information is very sensitive to local scale heterogeneity, and since such information require expensive instrumentation in addition to the proposed monitoring station.

3. The empirical drainage parameters in Moench's solution present a parsimonious approach to account for flow in the unsaturated zone. These empirical parameters also constitute the weakness of the method since they must be constrained only by the observed drawdowns. For this reason, we have implemented a stochastic inverse modeling approach rather than a deterministic for the reason of non-uniqueness.

4. The aquifer test was interpreted with an analytical method that makes the assumption of aquifer homogeneity. As noted by Meier *et al.* [1998], an effective estimation of *specific yield* is challenging when the geological unit is heterogeneous. In heterogeneous contexts, the estimated specific yield can span over a broad range of values according to the location of the observed well. The estimated effective specific yield values are dominated by heterogeneities between the pumping and the observation well [Mao *et al.*, 2011; Wu *et al.*, 2005]. When possible, it can be recommended to use data from multiple observation wells to address this issue.

5. The event-based WTF method was preferred to a fixed-time step size because of the advantage to circumvent the dependency of a time dependent *fillable porosity*. Moreover, such an event-based WTF approach can be properly used in conjunction of the Moench's analytical solution by the use of the time independent *specific yield*.

6. Nimmo's WTF method requires the estimation of recession parameters (p_0 and p_1) which depend on the reliability of the selected recession points. Esti-

6. JOINT ESTIMATION OF RECHARGE AND HYDRAULIC PROPERTIES OF UNCONFINED AQUIFERS WITH A SIMPLE EXPERIMENTAL DESIGN

mation of recharge does not take into account the uncertainty in the recession parameters but solely on *specific yield*. We assume that the primary uncertainty related to the WTF method relies on the estimation of the *specific yield* rather than on recession parameters.

6.7 Conclusion

The paper presented a cost effective approach to return integrated prior estimates of unconfined aquifer parameters and groundwater recharge. By the use of simple instrumentation and parsimonious methods, we aim to encourage a joint implementation of aquifer test and WTF method.

Prior information on both specific yield and groundwater recharge is crucial to support groundwater management plan. Furthermore, knowledge of specific yield is a key parameter for groundwater recharge estimation when using the WTF method.

Due to the complex flow dynamics in the unsaturated zone, the value of the specific yield estimated with the aquifer test should be consistent with the duration of recharge events used for the WTF method. In this study, the specific yield was treated as a time independent parameter that does not account for the instantaneous release of water from the storage. In reality, the water is gradually released from the storage, which leads to (i) the use of an analytical model that can fully account for time-varying drainage in the time of the aquifer test and (ii) the use of an event-based WTF method to account of groundwater recharge events where the influence of transient water content profile is minimized.

Because of the non-uniqueness of the inverse problem for aquifer parameters estimation, a Bayesian inference was used to estimates a posterior distribution of specific yield. The conducted Bayesian inference have shown that, for the observed drawdown, Moench's analytical solution is able to constrain the specific yield between 0.10 and 0.17 at the 95 % confidence interval. The specific yield uncertainty was then derived to the groundwater recharge estimation by the WTF method to provide an estimated groundwater recharge between 25 and 43 % of total rainfall.

Conclusion générale

Synthèse de l'approche

L'objectif principal de ce travail de thèse était (i) de souligner l'importance de l'utilisation des outils algorithmiques aujourd'hui disponibles pour l'estimation des paramètres d'un modèle hydrodynamique dont l'objectif est de réaliser des prédictions pour soutenir une politique de gestion quantitative durable et (ii) de proposer l'utilisation de méthodes opérationnelles qui permettent d'apporter de l'information complémentaire sur les paramètres hydrodynamiques ainsi que sur la recharge d'une nappe libre

Ce travail de thèse a ainsi permis :

1. d'apporter une analyse bibliographique concise afin de définir les notions de durabilité et de gestion quantitative durable d'un système aquifère (Chapitre 1) ;
2. de présenter la problématique majeure liée à l'utilisation des modèles hydrodynamiques de gestion quant à leur utilisation prédictive (Chapitres 2 et 3) ;
3. de proposer deux solutions pragmatiques pour la collecte d'informations complémentaires sur la recharge météorique, sur la transmissivité et sur la porosité de drainage (Chapitres 5 et 6) ;

Ce travail de thèse permettra :

1. de servir de base de discussion et de réflexion sur la nécessité de l'application des méthodes algorithmiques d'estimation des paramètres et de quantification des incertitudes pour un modèle hydrodynamique de gestion ;
2. d'envisager la mise en place d'un programme de collecte d'informations complémentaires sur les paramètres hydrodynamiques et sur la recharge afin de soutenir le processus de modélisation et d'envisager une gestion durable adaptative.

Enseignements

On détaille ci-après les recommandations opérationnelles tirées de ce travail de thèse. Elles traitent de la gestion durable d'un aquifère ainsi que de l'acquisition de données complémentaires.

Gestion durable d'un système aquifère

La gestion durable d'un aquifère, abordée dans le Chapitre 1, consiste à prélever la ressource en eau souterraine pour répondre aux besoins actuels tout en s'assurant que les conséquences liées à son exploitation aient un caractère "acceptable" sur le long terme au regard de l'état quantitatif du stock et des milieux superficiels tels que les rivières, les lacs ou les forêts. L'expression d'un débit durable est souvent définis par une approche globale et stationnaire comme un débit qui ne doit pas dépasser un drainage permis. Ce drainage permis respecte la continuité des flux environnementaux et préserve ainsi les écosystèmes qui en dépendent. L'expression d'un débit durable qui utilise la recharge météorique comme un flux potentiellement utilisable revient à négliger les effets des prélèvements sur les flux environnementaux. Ce débit de sécurité permet uniquement de préserver le stock de l'aquifère. L'utilisation du débit de sécurité est soumise à un préjugé qui consiste à considérer comme durable des prélèvements qui n'excèdent pas la recharge de l'aquifère. Cette mauvaise interprétation du bilan des flux est aussi connue sous le nom de "mythe du bilan hydrogéologique". Si la recharge ne suffit pas à quantifier un débit durable, elle permet néanmoins de marquer la différence entre un débit de sécurité et un débit minier où (dans un contexte stationnaire) l'ensemble du stock de l'aquifère est utilisé. Pour un système réel, l'expression d'un débit durable doit tenir compte de la dynamique naturelle de l'aquifère et des besoins (eau potable, irrigation). Ainsi, un débit durable opérationnel doit être adaptatif afin de respecter le concept de durabilité sur le long terme mais profiter de la résilience de l'aquifère afin de répondre aux besoins à court terme. Principalement en raison de la complexité des transferts de pression et de masse dans l'espace et dans le temps, il est impossible d'appliquer une gestion durable adaptative par essai/erreur mais réalisable avec l'aide d'un modèle hydrodynamique de gestion.

La modélisation hydrodynamique, sujet du Chapitre 2, permet de disposer d'un outil prédictif afin de prendre en compte les variations spatiales et temporelles des prélèvements sur le respect du principe de durabilité. Son utilisation implique de se servir des données historiques disponibles afin d'estimer les paramètres des modèles utilisés (modélisation inverse). Ces modèles, qui supportent une politique de gestion quantitative durable, doivent être capables de fournir des prédictions quantitatives fiables. Néanmoins, les données historiques étant discontinues dans le temps et dans l'espace, les prédictions du modèle contiennent une part d'incertitude liée à l'incapacité des observations disponibles à estimer correctement les paramètres du modèle. Il est donc nécessaire d'optimiser le processus d'estimation des paramètres du modèle afin de tendre vers la solution la plus cohérente possible (au regard d'une connaissance *a priori*) et de quantifier l'incertitude prédictive

afin de proposer un outil de gestion opérationnel dont la fiabilité correspond aux attentes opérationnelles. L'estimation de la recharge et des paramètres hydrodynamiques (transmissivité et porosité de drainage) peut être valorisée au sein d'un modèle hydrodynamique opérationnel afin d'optimiser la résolution du problème inverse (Chapitre 3). Il paraît donc nécessaire de travailler sur des méthodes qui permettent d'apporter de l'information complémentaire sur ces paramètres. Cette connaissance *a priori* doit permettre d'améliorer significativement la fiabilité prédictive des modèles de gestion et d'ajuster les prélèvements actuels en fonction des dynamiques de recharge identifiées et des besoins.

Réduction de l'incertitude prédictive par la collecte d'informations complémentaires sur la recharge, la transmissivité et la porosité de drainage

La collecte d'information complémentaire a été abordée dans la thèse dans les Chapitres 5 et 6.

L'étude de la zone non saturée, traitée dans le Chapitre 5, a permis de montrer que pour un climat tempéré (exempt de gels et de dessiccations importantes) les observations sur la tension matricielle du sol semblent suffire à contraindre les paramètres du modèle couplé sol-surface afin d'estimer la recharge avec un degré d'incertitude acceptable. Lorsqu'il est possible d'acquérir de l'information sur la pluie efficace (e.g. zone boisée), il est recommandé de l'utiliser conjointement à la tension matricielle du sol. Néanmoins, l'analyse linéaire utilisée pour la quantification des incertitudes pourrait ne pas être adaptée en raison du caractère non linéaire du modèle couplé sol-surface. La recharge météorique a pu être estimée sur la période étudiée (20/09/2015 - 14/05/2016) entre 381 et 385 mm à un intervalle de confiance de 95 % pour une prairie. Ces valeurs correspondent à 56 % des précipitations incidentes sur la même période. Si le principal avantage d'un modèle couplé sol-surface est de pouvoir réaliser une estimation de la recharge de la nappe sans la réalisation de piézomètres, le principal inconvénient est lié à l'influence des hétérogénéités locales et flux préférentiels dans le sol qui peuvent altérer les estimations. Ainsi il est recommandé de répliquer la méthode afin de pouvoir minimiser cette source d'erreur. Il est également préférable d'acquérir de l'information sur les paramètres du sol tels que la conductivité hydraulique et la teneur en eau à saturation afin d'améliorer la performance de la calibration du modèle sol-surface.

L'étude de la nappe libre, traitée par le Chapitre 6, a permis de proposer (i)

Conclusion générale

une estimation des paramètres hydrodynamiques (transmissivité et porosité de drainage) grâce à l'interprétation d'un essai de nappe à partir d'une solution analytique et (ii) une estimation de la recharge météorique à partir de l'analyse des fluctuations du niveau de la nappe (méthode WTF). L'interprétation de l'essai de nappe a été réalisée à partir de la solution analytique de Moench permettant de tenir compte du drainage progressif de la zone non saturée. Si ce drainage progressif n'est pas pris en compte, comme c'est le cas dans les solutions classiques de Theis ou Neuman, cela peut conduire à une forte sous-estimation de la porosité de drainage. L'avantage de l'utilisation d'un essai de nappe est d'appliquer une sollicitation connue (le pompage), ce qui n'est pas le cas lors de la calibration classique d'un modèle hydrodynamique sur des données historiques où la recharge et les propriétés de l'aquifère sont inconnues. Ainsi, l'utilisation d'un essai de nappe rend possible une estimation relativement fiable et spatialement intégrée des paramètres hydrodynamiques. Principalement en raison de la non unicité de la solution au problème inverse lors de l'interprétation d'un essai de nappe, l'incertitude paramétrique sur la porosité de drainage a été estimée entre 10 et 17 % à un intervalle de confiance de 95 % avec une approche bayésienne. L'interprétation des fluctuations du niveau piézométrique de la nappe a ensuite été réalisée à partir de l'utilisation d'une méthode qui permet d'identifier des événements de recharge distincts afin de pouvoir croiser la porosité de drainage obtenue à des fluctuations concordantes pour l'estimation de la recharge météorique. Cela a permis de s'affranchir de l'utilisation d'une porosité de drainage temporellement variable en fonction de la dynamique naturelle du profil de teneur en eau. Sur la période étudiée (15/10/2015 - 01/01/2017), la recharge a été estimée entre 250 et 420 mm à un intervalle de confiance de 95 %. Ces valeurs correspondent également à un intervalle compris entre 25 et 43 % des précipitations incidentes sur la même période. L'incertitude liée à l'estimation de la recharge a été estimée à partir de l'incertitude considérée sur la porosité de drainage. Le principal avantage de la méthode combinant essai de nappe et WTF est de pouvoir fournir une estimation spatialement intégrée de la recharge et des paramètres hydrodynamiques. De plus, l'utilisation de cette méthode permet de valoriser des chroniques piézométriques long-terme simplement par l'ajout d'un puits supplémentaire au voisinage du puits existant.

Les deux méthodes proposées par les chapitres 5 et 6 ont en commun l'estimation de la recharge météorique. Lorsque les deux méthodes sont comparées sur une période identique (période étudiée dans le Chapitre 5), la méthode WTF estime la recharge météorique entre 208 et 352 mm à un intervalle de confiance de 95 % là où le modèle couplé sol-surface l'estime entre 381 et 385 mm à un intervalle de confiance de 95 %. La recharge estimée par la méthode WTF est donc inférieure à la recharge estimée par le modèle couplé sol-surface. Cela pourrait

s'expliquer éventuellement par une surestimation de la recharge du modèle couplé sol-surface en raison des hétérogénéités locales et flux préférentiels. Des deux approches utilisées, seule la méthode proposée dans le Chapitre 6 permet d'accéder aux paramètres hydrodynamiques de la nappe. Le principal enseignement sur l'analyse croisée des deux approches utilisées serait de combiner et répliquer l'application des deux méthodes au travers de la mise en place d'un programme de collecte d'informations complémentaires sur la recharge et les paramètres hydrodynamique d'une nappe libre.

Programme de collecte d'informations complémentaires sur la recharge et les paramètres hydrodynamiques d'une nappe libre

La mise en place d'un programme de collecte d'informations complémentaires sur la recharge et les paramètres hydrodynamiques d'une nappe libre est proposé pour réduire l'incertitude prédictive des modèles de gestion. Cette solution opérationnelle pourra être mise en œuvre avec les méthodes présentées dans les Chapitres 5 et 6 à l'échelle d'un bassin (Fig. 6.8).

Le choix des deux méthodes présentées pour acquérir de l'information complémentaire sur la recharge et les paramètres hydrodynamiques d'une nappe libre (Chapitres 5 et 6) doit s'établir selon le contexte. Si l'étude de la nappe libre permet tout d'abord de valoriser des chroniques piézométriques long terme, elle permet aussi d'obtenir de l'information sur les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère. Au contraire, l'étude de la zone non saturée permet uniquement d'obtenir une information sur la recharge de la nappe mais possède l'avantage de pouvoir estimer la recharge sur des zones où les fluctuations piézométriques de la nappe ne sont pas exclusivement dépendantes des conditions climatiques et de se passer de la réalisation de puits (à proximité de puits de pompage, de rivière).

Le placement optimal des stations expérimentales peut être défini (i) selon les zones caractéristiques du domaine d'étude (type de sol, de couvert végétal) et (ii) l'analyse du potentiel de réduction des incertitudes prédictives d'un modèle hydrodynamique opérationnel (*data worth*).

Dans le premier cas, l'étude de zones caractéristiques, le principe pourrait être d'identifier les zones d'affleurements et de les classer selon une particularité commune (e.g. occupation du sol, type de sol) afin de dégager des zones caractéris-

Conclusion générale

tiques. C'est à la suite de ce découpage qu'il sera alors possible d'identifier des zones potentielles pour l'implantation de stations d'estimation de la recharge. A titre d'exemple, dans la région Nouvelle-Aquitaine, il pourrait être intéressant d'instrumenter la zone caractéristique "Forêt des Landes pour un sol sableux" qui couvre une grande étendue du territoire. Cette zone ayant une représentativité régionale, l'amélioration de la compréhension du processus de recharge permettrait d'apporter une information profitable à la gestion quantitative de la nappe libre sous jacente et d'améliorer la fiabilité du modèle hydrodynamique de gestion à l'échelle régionale pour cette unité aquifère.

Dans le deuxième cas, le principe consisterait à utiliser des méthodes pour la quantification des incertitudes prédictives afin de dégager des zones où l'apport d'information complémentaire conduirait à une réduction importante de l'incertitude prédictive du modèle (en anglais : *data worth analysis*). Cette approche a été utilisée dans le Chapitre 5 à partir d'une méthode linéaire afin de discriminer des observations non efficaces pour la réduction de l'incertitude du modèle couplé sol-surface.

Dans les deux cas, l'information complémentaire acquise doit être valorisée au sein du processus de calibration du modèle hydrodynamique de gestion afin de réduire l'incertitude prédictive. L'analyse des résultats (recharge et essais de nappes) permettrait également d'améliorer la compréhension des processus et du comportement transitoire du système aquifère étudié.

Il est important de rappeler que les méthodes proposées dans le cadre de cette étude se sont focalisées sur l'étude des nappes libres. Dans le cas d'une démarche d'amélioration de la gestion quantitative d'un système aquifère multi-couche tel que le bassin Aquitain, il serait également nécessaire de réaliser un suivi long terme de la drainance entre nappe et une estimation des paramètres hydrodynamiques des aquitards qui jouent un rôle important dans l'alimentation des aquifères (libre ou captif) exploités [Bjørlykke, 1993; Hart et al., 2006; Larroque et al., 2013]. Le réseau de suivi proposé doit par conséquent s'inscrire au sein d'un plan d'action plus large pour l'amélioration de la quantification des flux d'alimentations (recharge et drainance) et des paramètres hydrodynamiques des aquifères et des aquitards.

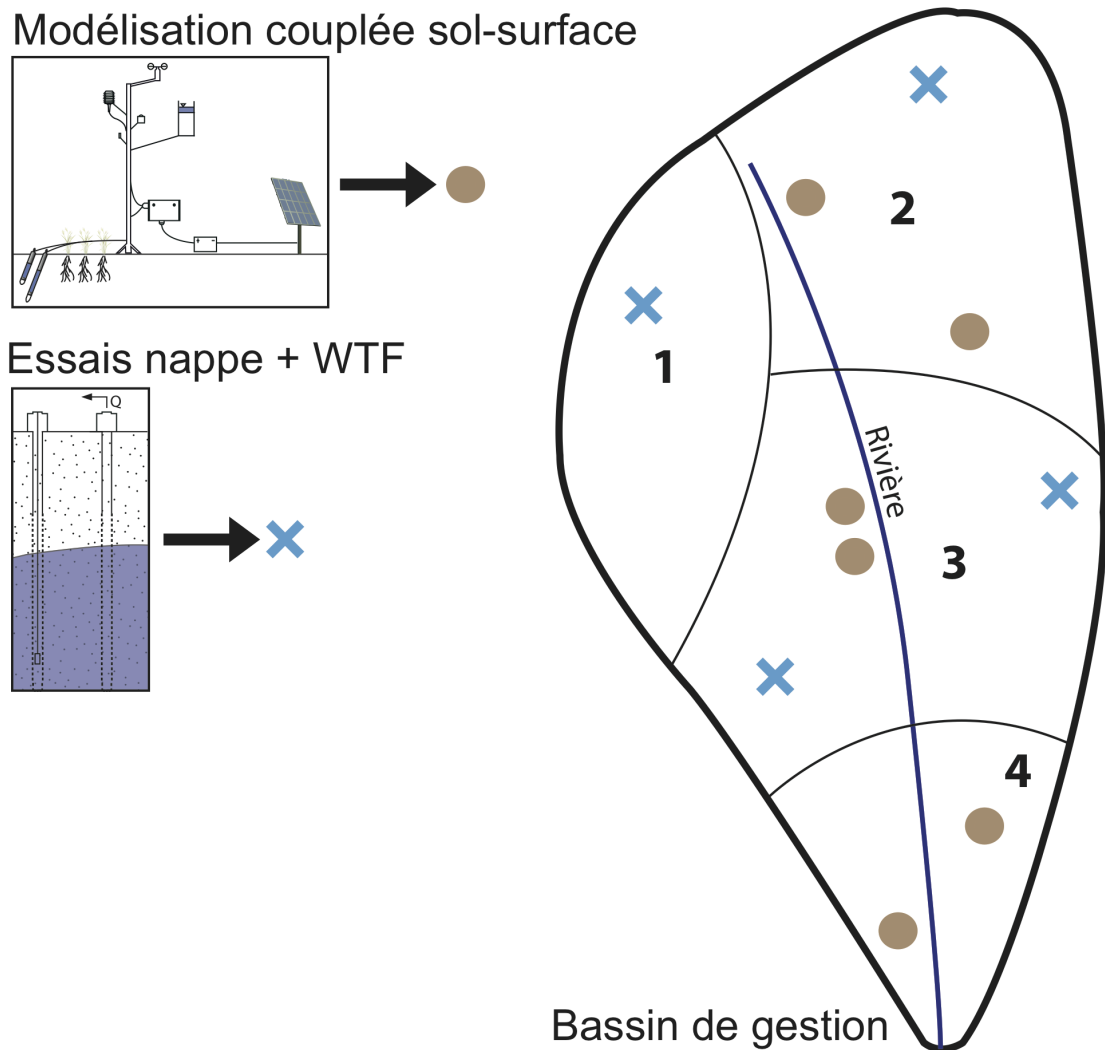


FIGURE 6.8: Schéma de principe de l'application d'un programme de collecte d'informations complémentaires sur la recharge et les paramètres hydrodynamique d'une nappe libre à l'échelle d'un bassin de gestion. Le bassin de gestion est découpé en zones où les approches par modélisation couplée sol-surface (Chapitre 5) et l'analyse conjointe d'un essai de nappe et des fluctuations piézométrique (Chapitre 6) sont utilisées.

Limites et perspectives

Une des limites de l'approche proposée concerne la fiabilité et la représentativité spatiale des valeurs estimées de la recharge et des paramètres hydrodynamiques avec une station expérimentale. En effet, la qualité de la régularisation est principalement basée sur la fiabilité des données renseignées [Anderson *et al.*, 2015]. Il est donc nécessaire de compléter cette approche avec l'augmentation du nombre de données de pression et d'inclure des données transversales telles les débits en rivières et les informations de géochimies [Carniato *et al.*, 2015; Christiansen *et al.*, 1995; Hunt *et al.*, 2006; Labarthe, 2016].

Les perspectives de ce travail de thèse se rassemblent sous un objectif commun qui consiste à améliorer de la gestion quantitative durable d'un système aquifère par (i) la modernisation du processus d'estimation des paramètres et de la quantification des incertitudes et (ii) l'acquisition de données complémentaires fiables pour atteindre une incertitude acceptable. Le premier point, l'amélioration de la performance du modèle hydrodynamique de gestion, impliquera de mettre à profit l'utilisation de méthodes algorithmiques afin d'optimiser l'estimation des paramètres et permettre la quantification des incertitudes prédictives du modèle. Si l'incertitude, une fois quantifiée, apparaît comme trop forte par rapport au degré de précision souhaité pour mettre en œuvre une politique de gestion, une démarche de réduction des incertitudes devra être envisagée et les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse pourront y contribuer. Dans ce cas, le second point, l'acquisition de données complémentaires, impliquera de mettre en application les méthodes proposées lors de cette thèse afin d'améliorer la connaissance *a priori* de la recharge naturelle d'une nappe libre et des paramètres hydrodynamiques. Ces informations devront être collectées jusqu'à l'obtention d'une incertitude acceptable pour mettre en œuvre une politique de gestion durable.

Références

- Acharya, S., J. W. Jawitz, and R. S. Mylavarapu, Analytical expressions for drainable and fillable porosity of phreatic aquifers under vertical fluxes from evapotranspiration and recharge, *Water Resources Research*, 48(11), 2012. 115, 118, 119
- Aeschbach-Hertig, W., and T. Gleeson, Regional strategies for the accelerating global problem of groundwater depletion, *Nature Geoscience*, 5(12), 853–861, 2012. 24, 53
- Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes, M. Smith, et al., Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56, *FAO, Rome*, 300, 6541, 1998. 97, 103
- Alley, W. M., and S. A. Leake, The journey from safe yield to sustainability, *Ground Water*, 42(1), 12–16, 2004. 53, 95
- Anderson, M. P., W. W. Woessner, and R. J. Hunt, *Applied groundwater modeling : simulation of flow and advective transport*, Academic press, 2015. 30, 31, 40, 43, 44, 48, 100, 144
- Assefa, K. A., and A. D. Woodbury, Transient, spatially varied groundwater recharge modeling, *Water Resources Research*, 49(8), 4593–4606, 2013. 95, 96
- Aster, R. C., B. Borchers, and C. H. Thurber, *Parameter estimation and inverse problems*, Academic Press, 2013. 34, 35, 41, 42, 43, 44, 53, 54, 61, 64, 115, 127
- Bakker, M., V. Post, J. Hughes, C. Langevin, A. Francés, and J. White, Enhanced FloPy scripts for constructing and running MODFLOW-based models, in *Proceedings of the 2013 MODFLOW and More Conference*, 2013. 56
- Balleau, W. P., The policy of “pumping the recharge” is out of control, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(1), 4–4, 2013. 20

RÉFÉRENCES

- Barlow, P. M., and A. F. Moench, *WTAQ Version 2 : A Computer Program for Analysis of Aquifer Tests in Confined and Water-table Aquifers with Alternative Representations of Drainage from the Unsaturated Zone*, US Department of the Interior, US Geological Survey, 2011. 123
- Barlow, P. M., D. P. Ahlfeld, and D. C. Dickerman, Conjunctive-management models for sustained yield of stream-aquifer systems, *Journal of Water Resources Planning and Management*, 129(1), 35–48, 2003. 56
- Beven, K., and P. Germann, Macropores and water flow in soils revisited, *Water Resources Research*, 49(6), 3071–3092, 2013. 110
- Biot, M. A., General theory of three-dimensional consolidation, *Journal of applied physics*, 12(2), 155–164, 1941. 14
- Bjørlykke, K., Fluid flow in sedimentary basins, *Sedimentary Geology*, 86(1-2), 137–158, 1993. 142
- Boegh, E., H. Soegaard, and A. Thomsen, Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance, *Remote Sensing of Environment*, 79(2), 329–343, 2002. 103
- Boronina, A., P. Renard, W. Balderer, and A. Christodoulides, Groundwater resources in the Kouris catchment (Cyprus) : data analysis and numerical modelling, *Journal of Hydrology*, 271(1), 130–149, 2003. 54
- Boulton, N. S., The drawdown of the water-table under non-steady conditions near a pumped well in an unconfined formation., *Proceedings of the Institution of Civil Engineers*, 3(4), 564–579, 1954. 115, 122
- Bredehoeft, J., and T. Durbin, Ground water development - The time to full capture problem, *Ground water*, 47(4), 506–514, 2009. 22
- Bredehoeft, J. D., The water budget myth revisited : why hydrogeologists model, *Ground Water*, 40(4), 340–345, 2002. 17, 20, 26, 53, 95, 115
- Bredehoeft, J. D., S. S. Papadopoulos, and H. Cooper Jr, Groundwater : the water-budget myth, *National Research Council (US) Geophysics Committee Scientific basis of water resource management. Studies in geophysics. National Academy Press, Washington, DC*, pp. 51–57, 1982. 20
- Brundtland, G., Notre Avenir à Tous - Rapport de la commission mondiale sur l'Environnement et le Développement, *Les Editions du Fleuve, Paris (traduction française de Our Common Future*, 1987. 13

- Brunner, P., and W. Kinzelbach, Sustainable groundwater management, *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, 2005. 14
- Brunner, P., J. Doherty, and C. T. Simmons, Uncertainty assessment and implications for data acquisition in support of integrated hydrologic models, *Water Resources Research*, *48*(7), 2012. 64, 110
- Burgy, R. H., and C. R. Pomeroy, Interception losses in grassy vegetation, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *39*(6), 1095–1100, 1958. 97, 103
- Burrows, W., and J. Doherty, Efficient calibration/uncertainty analysis using paired complex/surrogate models, *Groundwater*, *53*(4), 531–541, 2015. 48
- Carniato, L., G. Schoups, N. van de Giesen, P. Seuntjens, L. Bastiaens, and H. Sapon, Highly parameterized inversion of groundwater reactive transport for a complex field site, *Journal of contaminant hydrology*, *173*, 38–58, 2015. 144
- Carrera, J., and S. P. Neuman, Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions : 1. Maximum likelihood method incorporating prior information, *Water Resources Research*, *22*(2), 199–210, 1986. 115
- Carrera, J., A. Alcolea, A. Medina, J. Hidalgo, and L. J. Slooten, Inverse problem in hydrogeology, *Hydrogeology journal*, *13*(1), 206–222, 2005. 31, 34, 41, 54, 59, 115, 125
- Carsel, R. F., and R. S. Parrish, Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics, *Water Resources Research*, *24*(5), 755–769, 1988. 103
- Celia, M., E. Bouloutas, and R. L. Zarba, General mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation, *Water Resources Research WRE-RAQ*, *26*(7), 1483–1496, 1990. 95, 98
- Chen, Z., S. E. Grasby, and K. G. Osadetz, Relation between climate variability and groundwater levels in the upper carbonate aquifer, southern Manitoba, Canada, *Journal of Hydrology*, *290*(1), 43–62, 2004. 23
- Christensen, S., and J. Doherty, Predictive error dependencies when using pilot points and singular value decomposition in groundwater model calibration, *Advances in Water Resources*, *31*(4), 674–700, 2008. 61, 100
- Christiansen, H., M. C. Hill, D. Rosbjerg, and K. H. Jensen, Three-dimensional inverse modelling using heads and concentrations at a Danish landfill,

RÉFÉRENCES

- IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences*, 227, 167–176, 1995. 144
- CLE, SAGE Nappes profondes de Gironde - Orientations de gestion, *Tech. rep.*, Commission Locale de l'Eau, 2012. 3
- Clement, T., W. R. Wise, and F. J. Molz, A physically based, two-dimensional, finite-difference algorithm for modeling variably saturated flow, *Journal of Hydrology*, 161(1-4), 71–90, 1994. 98
- Cooley, R. L., Incorporation of prior information on parameters into nonlinear regression groundwater flow models : 1. Theory, *Water Resources Research*, 18(4), 965–976, 1982. 115
- Cooper, H. H., and C. Jacob, A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 27(4), 526–534, 1946. 81, 115, 169
- Cousquer, Y., A. Pryet, N. Flipo, C. Delbart, and A. Dupuy, Estimating River Conductance from Prior Information to Improve Surface-Subsurface Model Calibration, *Ground Water*, *accepted with minor revisions*, 2016. 57
- Crosbie, R. S., P. Binning, and J. D. Kalma, A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method, *Water Resources Research*, 41(1), 2005. 124
- Cui, T., and N. D. Ward, Uncertainty quantification for stream depletion tests, *Journal of Hydrologic Engineering*, 18(12), 1581–1590, 2012. 115, 127
- Custodio, E., Aquifer overexploitation : what does it mean ?, *Hydrogeology Journal*, 10(2), 254–277, 2002. 13, 53
- Dausman, A. M., J. Doherty, C. D. Langevin, and M. C. Sukop, Quantifying data worth toward reducing predictive uncertainty, *Ground Water*, 48(5), 729–740, 2010. 48, 100, 107
- de Marsily, G., *Hydrogéologie quantitative*, Masson, 1981. 14
- de Marsily, G., *Quantitative Hydrogeology, Groundwater Hydrology for Engineers*, 1986, Academic Press, New York, 1986. 115, 118, 119, 130
- de Marsily, G., Eau, changements climatiques, alimentation et évolution démographique, *Revue des sciences de l'eau :/Journal of Water Science*, 21(2), 111–128, 2008. 53

- de Marsily, G., *L'eau, un trésor en partage*, Dunod Paris, 2009. 3, 13, 23
- Devlin, J., and M. Sophocleous, Reply to Comment on “The persistence of the water budget myth and its relationship to sustainability” by JF Devlin and M. Sophocleous, *Hydrogeology Journal* (2005), 13 : 549–554, *Hydrogeology Journal*, 14(7), 1386–1386, 2006. 20
- Devlin, J. F., and M. Sophocleous, The persistence of the water budget myth and its relationship to sustainability, *Hydrogeology Journal*, 13(4), 549–554, 2005. 17, 19, 20, 115
- Doherty, J., *Calibration and uncertainty analysis for complex environmental models - PEST : complete theory and what it means for modelling the real world*, Watermark Numerical Computing, Brisbane, Australia, 2015. 40, 41, 42, 43, 48, 59, 61, 115
- Doherty, J., *PEST : Model-independent parameter estimation. User Manual Part 1 : PEST, SENSAN and Global Optimisers - 6th Edition published in 2016*, <http://www.pesthomepage.org/Downloads.php>, watermark numerical computing, brisbane, australia ed., 2016a. 59, 60, 102
- Doherty, J., *PEST : Model-independent parameter estimation. User Manual Part 2 : PEST Utility Support Software - 6th Edition published in 2016*, <http://www.pesthomepage.org/Downloads.php>, watermark numerical computing, brisbane, australia ed., 2016b. 60, 64, 102
- Doherty, J., and R. J. Hunt, Two statistics for evaluating parameter identifiability and error reduction, *Journal of Hydrology*, 366(1), 119–127, 2009. 64
- Doherty, J., and R. J. Hunt, Response to comment on “Two statistics for evaluating parameter identifiability and error reduction”, *Journal of Hydrology*, 380(3), 489–496, 2010. 46, 47
- Doherty, J., and B. E. Skahill, An advanced regularization methodology for use in watershed model calibration, *Journal of Hydrology*, 327(3), 564–577, 2006. 54
- Döll, P., and K. Fiedler, Global-scale modeling of groundwater recharge, *Hydrology and Earth System Sciences Discussions Discussions*, 4(6), 4069–4124, 2007. 56
- Domenico, P. A., D. Anderson, and C. Case, Optimal ground-water mining, *Water Resources Research*, 4(2), 247–255, 1968. 22

RÉFÉRENCES

- Dominguez, C., A. Pryet, M. G. Vera, A. Gonzalez, C. Chaumont, J. Tournebize, M. Villacis, N. Ozouville, and S. Violette, Comparison of deep percolation rates below contrasting land covers with a joint canopy and soil model, *Journal of Hydrology*, 532, 65–79, 2016. 95, 96, 97, 99, 100
- Esteller, M. V., and C. Diaz-Delgado, Environmental effects of aquifer overexploitation : a case study in the highlands of Mexico, *Environmental Management*, 29(2), 266–278, 2002. 13, 53, 68
- Fayer, M. J., UNSAT-H version 3.0 : Unsaturated soil water and heat flow model. Theory, user manual, and examples, *Pacific Northwest National Laboratory*, 13249, 184, 2000. 95
- Feddes, R. A., P. J. Kowalik, H. Zaradny, et al., *Simulation of field water use and crop yield.*, Centre for Agricultural Publishing and Documentation., 1978. 97
- Fienen, M. N., J. E. Doherty, R. J. Hunt, and H. W. Reeves, Using prediction uncertainty analysis to design hydrologic monitoring networks : Example applications from the Great Lakes Water Availability Pilot Project - Appendix 1, *Tech. rep.*, US Geological Survey, 2010. 47, 48, 64, 65, 100, 102, 107, 115
- Fleckenstein, J. H., S. Krause, D. M. Hannah, and F. Boano, Groundwater-surface water interactions : New methods and models to improve understanding of processes and dynamics, *Advances in Water Resources*, 33(11), 1291–1295, 2010. 14
- Folke, C., T. Hahn, P. Olsson, and J. Norberg, Adaptive governance of social-ecological systems, *Annu. Rev. Environ. Resour.*, 30, 441–473, 2005. 14
- Foster, S., and P. Chilton, Groundwater : the processes and global significance of aquifer degradation, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B : Biological Sciences*, 358(1440), 1957–1972, 2003. 14
- Franssen, H. H., A. Alcolea, M. Riva, M. Bakr, N. Van der Wiel, F. Stauffer, and A. Guadagnini, A comparison of seven methods for the inverse modelling of groundwater flow. Application to the characterisation of well catchments, *Advances in Water Resources*, 32(6), 851–872, 2009. 54
- Friedel, M. J., Coupled inverse modeling of vadose zone water, heat, and solute transport : calibration constraints, parameter nonuniqueness, and predictive uncertainty, *Journal of Hydrology*, 312(1), 148–175, 2005. 96
- Gallagher, M., and J. Doherty, Predictive error analysis for a water resource management model, *Journal of Hydrology*, 334(3), 513–533, 2007. 35, 54

RÉFÉRENCES

- Galloway, D. L., and T. J. Burbey, Review : regional land subsidence accompanying groundwater extraction, *Hydrogeology Journal*, 19(8), 1459–1486, 2011. 14
- Gash, J., An analytical model of rainfall interception by forests, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 105(443), 43–55, 1979. 95
- Gleeson, T., W. M. Alley, D. M. Allen, M. A. Sophocleous, Y. Zhou, M. Taniguchi, and J. VanderSteen, Towards Sustainable Groundwater Use : Setting Long-Term Goals, Backcasting, and Managing Adaptively, *Ground water*, 50(1), 19–26, 2012. 24
- Gurdak, J. J., R. T. Hanson, P. B. McMahon, B. W. Bruce, J. E. McCray, G. D. Thyne, and R. C. Reedy, Climate variability controls on unsaturated water and chemical movement, High Plains Aquifer, USA, *Vadose Zone Journal*, 6(3), 533–547, 2007. 23
- Haacker, E. M., A. D. Kendall, and D. W. Hyndman, Water level declines in the High Plains Aquifer : Predevelopment to resource senescence, *Groundwater*, 2015. 13, 68
- Hadamard, J., Sur les problèmes aux dérivées partielles et leur signification physique, *Princeton university bulletin*, 13(49-52), 28, 1902. 41
- Haitjema, H., The role of hand calculations in ground water flow modeling, *Ground water*, 44(6), 786–791, 2006. 31
- Halford, K. J., W. D. Weight, and R. P. Schreiber, Interpretation of Transmissivity Estimates from Single-Well Pumping Aquifer Tests, *Ground Water*, 44(3), 467–471, 2006. 115, 120
- Harbaugh, A. W., *MODFLOW-2005, the US Geological Survey modular groundwater model : The ground-water flow process*, US Department of the Interior, US Geological Survey, 2005. 31, 56, 57
- Harou, J. J., and J. R. Lund, Representing groundwater in water management models - Applications in California, *Tech. rep.*, California Energy Commission, PIER Energy-Related Environmental Research Program, CEC-500-2008-092, University of California, Davis, CA, EUA, 2008a. 54
- Harou, J. J., and J. R. Lund, Representing groundwater in water management models - Applications in California, *Tech. rep.*, California Energy Commission, PIER Energy-Related Environmental Research Program, CEC-500-2008-092, University of California, Davis, CA, EUA, 2008b. 29

RÉFÉRENCES

- Harou, J. J., and J. R. Lund, Ending groundwater overdraft in hydrologic-economic systems, *Hydrogeology Journal*, 16(6), 1039, 2008c. 14
- Hart, D. J., K. R. Bradbury, and D. T. Feinstein, The vertical hydraulic conductivity of an aquitard at two spatial scales, *Ground Water*, 44(2), 201–211, 2006. 142
- Hastings, W. K., Monte Carlo sampling methods using Markov chains and their applications, *Biometrika*, 57(1), 97–109, 1970. 35, 127
- Healy, R. W., and P. G. Cook, Using groundwater levels to estimate recharge, *Hydrogeology journal*, 10(1), 91–109, 2002. 116, 125
- Healy, R. W., and B. R. Scanlon, *Estimating groundwater recharge*, vol. 237, Cambridge University Press Cambridge, 2010. 95, 115, 116
- Heppner, C. S., J. R. Nimmo, G. J. Folmar, W. J. Gburek, and D. W. Risser, Multiple-methods investigation of recharge at a humid-region fractured rock site, Pennsylvania, USA, *Hydrogeology Journal*, 15(5), 915–927, 2007. 124
- Herckenrath, D., C. D. Langevin, and J. Doherty, Predictive uncertainty analysis of a saltwater intrusion model using null-space Monte Carlo, *Water Resources Research*, 47(5), 2011. 48, 54
- Hilberts, A., P. A. Troch, and C. Paniconi, Storage-dependent drainable porosity for complex hillslopes, *Water resources research*, 41(6), 2005. 115
- Hill, M. C., A computer program (MODFLOWP) for estimating parameters of a transient, three-dimensional ground-water flow model using nonlinear regression, *Tech. rep.*, US Geological Survey,, 1992. 31, 59
- Hill, M. C., *Methods and guidelines for effective model calibration*, US Geological Survey Denver, CO, USA, 1998. 55
- Hill, M. C., and C. R. Tiedeman, *Effective groundwater model calibration : with analysis of data, sensitivities, predictions, and uncertainty*, John Wiley & Sons, 2006. 38, 39, 101
- Hill, M. C., D. Kavetski, M. Clark, M. Ye, M. Arabi, D. Lu, L. Foglia, and S. Mehl, Practical use of computationally frugal model analysis methods, *Groundwater*, 2015. 37, 61, 64
- Holländer, H. M., Z. Wang, K. A. Assefa, and A. D. Woodbury, Improved Recharge Estimation from Portable, Low-Cost Weather Stations, *Groundwater*, 54, 243–254, 2015. 96

- Hunt, R. J., D. T. Feinstein, C. D. Pint, and M. P. Anderson, The importance of diverse data types to calibrate a watershed model of the Trout Lake Basin, Northern Wisconsin, USA, *Journal of Hydrology*, 321(1), 286–296, 2006. 64, 144
- Hunt, R. J., J. Doherty, and M. J. Tonkin, Are models too simple? Arguments for increased parameterization, *Ground Water*, 45(3), 254–262, 2007. 40, 42, 61, 115
- Jakeman, A., O. Barreteau, R. J. Hunt, J.-D. Rinaudo, and A. Ross, *Integrated Groundwater Management*, Springer, 2016. 13, 24, 26, 53
- James, S. C., J. E. Doherty, and A.-A. Eddebbarh, Practical postcalibration uncertainty analysis : Yucca Mountain, Nevada, *Groundwater*, 47(6), 851–869, 2009. 54
- Jarvis, N., J. Koestel, and M. Larsbo, Understanding Preferential Flow in the Vadose Zone : Recent Advances and Future Prospects, *Vadose Zone Journal*, 15(12), 2016. 110
- Jeong, J., and E. Park, A shallow water table fluctuation model in response to precipitation with consideration of unsaturated gravitational flow, *Water Resources Research*, pp. n/a–n/a, doi :10.1002/2016WR020177, 2017. 124
- Jiménez-Martínez, J., T. Skaggs, M. T. Van Genuchten, and L. Candela, A root zone modelling approach to estimating groundwater recharge from irrigated areas, *Journal of Hydrology*, 367(1), 138–149, 2009. 96
- Jiráková, H., F. Huneau, H. Celle-Jeanton, Z. Hrkal, and P. Le Coustumer, Palaeorecharge conditions of the deep aquifers of the Northern Aquitaine region (France), *Journal of Hydrology*, 368(1), 1–16, 2009. 24
- Jost, A., Caractérisation des forçages climatiques et géomorphologiques des cinq derniers millions d’années et modélisation de leurs conséquences sur un système aquifère complexe : le bassin de Paris, *Doct. Thesis. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI*, 2005. 24
- Juckem, P. F., and R. R. Coalition, *Simulation of the Regional Ground-water-flow System and Ground-water/surface-water Interaction in the Rock River Basin, Wisconsin*, US Geological Survey, 2009. 54
- Kavalanekar, N., S. Sharma, and K. Rushton, Over-exploitation of an alluvial aquifer in Gujarat, India, *Hydrological sciences journal*, 37(4), 329–346, 1992. 13

RÉFÉRENCES

- Kayane, I., Some problems relating to groundwater balance, *Hydrological Sciences Journal*, 28(1), 125–137, 1983. 115, 118
- Kelliher, F., R. Leuning, and E. Schulze, Evaporation and canopy characteristics of coniferous forests and grasslands, *Oecologia*, 95(2), 153–163, 1993. 95
- Kendy, E., The false promise of sustainable pumping rates, *Ground Water*, 41(1), 2–4, 2003. 53
- Knowling, M. J., and A. D. Werner, Estimability of recharge through groundwater model calibration : Insights from a field-scale steady-state example, *Journal of Hydrology*, 540, 973–987, 2016. 95, 115
- Konikow, L. F., Long-Term Groundwater Depletion in the United States, *Ground-water*, 53(1), 2–9, 2015. 53, 68
- Konikow, L. F., and J. D. Bredehoeft, Ground-water models cannot be validated, *Advances in water resources*, 15(1), 75–83, 1992. 53
- Kroszynski, U. I., and G. Dagan, Well pumping in unconfined aquifers : The influence of the unsaturated zone, *Water Resources Research*, 11(3), 479–490, 1975. 133
- Kruseman, G. P., N. A. Ridder, et al., *Analysis and evaluation of pumping test data.*, 47, ILRI, 1990. 89, 130
- Labarthe, B., Quantification des échanges nappe-rivière au sein de l’hydrosystème Seine par modélisation multi-échelle, Ph.D. thesis, MINES ParisTech, 2016. 144
- Larroque, F., O. Cabaret, O. Atteia, A. Dupuy, and M. Franceschi, Vertical heterogeneities of hydraulic aquitard parameters : preliminary results from laboratory and in situ monitoring, *Hydrological Sciences Journal*, 58(4), 912–929, 2013. 142
- Leake, S., J. Hoffmann, and J. E. Dickinson, Numerical Ground-Water Change Model of the C Aquifer and Effects of Ground-Water Withdrawals on Stream Depletion in Selected Reaches of Clear Creek, Chevelon Creek, and the Little Colorado River, Northeastern Arizona, *U.S. Geological Survey Scientific Investigations*, 5277, 29, 2005. 53
- Ledoux, E., G. Girard, and J. Villeneuve, Proposition d’un modèle couplé pour la simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique, *La houille blanche*, 1-2(1-2), 101–120, 1984. 56

RÉFÉRENCES

- Liu, G., B. Wilson, D. Whittlemore, G. Liu, et al., Ground-water model for Southwest Kansas Groundwater Management District No 3, *Kansas Geol Surv Open-File Rep*, 18, 2010. 53, 95
- Loáiciga, H., Sustainable ground-water exploitation, *International Geology Review*, 44(12), 1115–1121, 2002. 19
- Loáiciga, H. A., Climate change and ground water, *Annals of the Association of American Geographers*, 93(1), 30–41, 2003. 23
- Loáiciga, H. A., Comment on “The persistence of the water budget myth and its relationship to sustainability” by JF Devlin and M. Sophocleous, *Hydrogeology Journal* (2005) 13 : 549–554, *Hydrogeology Journal*, 14(7), 1383–1385, 2006. 20
- Loáiciga, H. A., The Safe Yield and Climatic Variability : Implications for Groundwater Management, *Groundwater*, 2016. 24
- Lohman, S. W., Definitions of selected ground-water terms, revisions and conceptual refinements, *Tech. rep.*, US Government Printing Office, 1972. 22
- Lu, D., M. Ye, S. P. Neuman, and L. Xue, Multimodel Bayesian analysis of data-worth applied to unsaturated fractured tuffs, *Advances in Water Resources*, 35, 69–82, 2012. 110
- Lu, X., M. Jin, M. T. van Genuchten, and B. Wang, Groundwater recharge at five representative sites in the Hebei Plain, China, *Ground Water*, 49(2), 286–294, 2011. 96
- Madsen, H., Automatic calibration of a conceptual rainfall–runoff model using multiple objectives, *Journal of hydrology*, 235(3), 276–288, 2000. 100
- Maimone, M., Defining and managing sustainable yield, *Ground Water*, 42(6), 809–814, 2004. 14, 24
- Malcuit, E., Origine de la minéralisation des eaux dans un aquifère multicouche profond : exemple de la " zone minéralisée de l'Entre-Deux-Mers" (Bassin Aquitain, France), Ph.D. thesis, Université Michel de Montaigne-Bordeaux III, 2012. 4
- Manghi, F., D. Williams, J. Safely, and M. R. Hamdi, Groundwater flow modeling of the Arlington basin to evaluate management strategies for expansion of the Arlington desalter water production, *Water resources management*, 26(1), 21–41, 2012. 53

RÉFÉRENCES

- Mao, D., L. Wan, T.-C. J. Yeh, C.-H. Lee, K.-C. Hsu, J.-C. Wen, and W. Lu, A revisit of drawdown behavior during pumping in unconfined aquifers, *Water Resources Research*, 47(5), 2011. 133
- Marquardt, D. W., An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters, *Journal of the Society for Industrial & Applied Mathematics*, 11(2), 431–441, 1963. 59, 100
- Mathias, S., and A. Butler, Linearized Richards' equation approach to pumping test analysis in compressible aquifers, *Water resources research*, 42(6), 2006. 133
- Meier, P. M., J. Carrera, and X. Sánchez-Vila, An evaluation of Jacob's method for the interpretation of pumping tests in heterogeneous formations, *Water Resources Research*, 34(5), 1011–1025, 1998. 133
- Metropolis, N., A. W. Rosenbluth, M. N. Rosenbluth, A. H. Teller, and E. Teller, Equation of state calculations by fast computing machines, *The journal of chemical physics*, 21(6), 1087–1092, 1953. 35, 127
- Michael, H. A., and C. I. Voss, Evaluation of the sustainability of deep groundwater as an arsenic-safe resource in the Bengal Basin, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(25), 8531–8536, 2008. 53, 95
- Mishra, P. K., and K. L. Kuhlman, Unconfined aquifer flow theory : from Dupuit to present, in *Advances in Hydrogeology*, pp. 185–202, Springer, 2013. 122, 123
- Mishra, P. K., and S. P. Neuman, Improved forward and inverse analyses of saturated-unsaturated flow toward a well in a compressible unconfined aquifer, *Water Resources Research*, 46(7), 2010. 133
- Mitchell, L., J. Nimmo, and C. Horowitz, The Episodic Master Recession (EMR) Program for R, 2014. 125
- Moench, A. F., Importance of the vadose zone in analyses of unconfined aquifer tests, *Ground Water*, 42(2), 223, 2004. 115, 122, 123, 127, 133
- Montazar, A., H. Riazi, and S. Behbahani, Conjunctive water use planning in an irrigation command area, *Water resources management*, 24(3), 577–596, 2010. 56
- Monteith, J. L., Evaporation and environment, 19(205-23), 4, 1965. 76, 91, 97
- Moore, C., and J. Doherty, Role of the calibration process in reducing model predictive error, *Water Resources Research*, 41(5), 14, 2005. 32, 34, 35, 45, 46

RÉFÉRENCES

- Moore, C., and J. Doherty, The cost of uniqueness in groundwater model calibration, *Advances in Water Resources*, 29(4), 605–623, 2006. 36, 42
- Moore, C., T. Wöhling, and L. Wolf, Optimisation of monitoring data for increased predictive reliability of regional water allocation models, *19th International Congress on Modelling and Simulation, Perth, Australia*, p. Mooreetal2011, 2011. 65
- Muleta, M. K., and J. W. Nicklow, Sensitivity and uncertainty analysis coupled with automatic calibration for a distributed watershed model, *Journal of Hydrology*, 306(1), 127–145, 2005. 54
- Mylopoulos, N., Y. Mylopoulos, D. Tolikas, and N. Veranis, Groundwater modeling and management in a complex lake-aquifer system, *Water resources management*, 21(2), 469–494, 2007. 29, 54
- Nachabe, M. H., Analytical expressions for transient specific yield and shallow water table drainage, *Water Resources Research*, 38(10), 2002. 124
- Neuman, S. P., Theory Flow in Unconfined Aquifers Considering Delayed Response of the Water Table, *Water Ressources Research*, 8, 1031–1045, 1972. 120, 122, 130
- Neuman, S. P., and P. K. Mishra, Comments on “A revisit of drawdown behavior during pumping in unconfined aquifers” by D. Mao, L. Wan, T.-CJ Yeh, C.-H. Lee, K.-C. Hsu, J.-C. Wen, and W. Lu, *Water Resources Research*, 48(2), 2012. 120
- Nimmo, J. R., C. Horowitz, and L. Mitchell, Discrete-Storm Water-Table Fluctuation Method to Estimate Episodic Recharge, *Groundwater*, 53(2), 282–292, 2015. 101, 125
- Nwankwor, G., J. Cherry, and R. Gillham, A comparative study of specific yield determinations for a shallow sand aquifer, *Ground Water*, 22(6), 764–772, 1984. 122
- Nwankwor, G., R. Gillham, G. Kamp, and F. Akindunni, Unsaturated and saturated flow in response to pumping of an unconfined aquifer : Field evidence of delayed drainage, *Ground Water*, 30(5), 690–700, 1992. 122
- Oliver, D. S., A. C. Reynolds, and N. Liu, *Inverse theory for petroleum reservoir characterization and history matching*, Cambridge University Press, 2008. 41
- Pappenberger, F., and K. J. Beven, Ignorance is bliss : Or seven reasons not to use uncertainty analysis, *Water resources research*, 42(5), 2006. 56

RÉFÉRENCES

- Park, E., Delineation of recharge rate from a hybrid water table fluctuation method, *Water Resources Research*, 48(7), 2012. 124
- Patil, A., D. Huard, and C. J. Fonnesebeck, PyMC : Bayesian stochastic modelling in Python, *Journal of statistical software*, 35(4), 1, 2010. 127
- Pérez-Martín, M. A., T. Estrela, J. Andreu, and J. Ferrer, Modeling water resources and river - aquifer interaction in the Júcar River Basin, Spain, *Water resources management*, 28(12), 4337–4358, 2014. 56
- Pierce, S. A., J. M. Sharp Jr, J. H. Guillaume, R. E. Mace, and D. J. Eaton, Aquifer-yield continuum as a guide and typology for science-based groundwater management, *Hydrogeology Journal*, pp. 1–10, 2013. 24, 25, 53
- Poeter, E. P., and M. C. Hill, Inverse models : A necessary next step in groundwater modeling, *Ground water*, 35(2), 250–260, 1997. 40, 54
- Poeter, E. P., and M. C. Hill, *Documentation of UCODE, a computer code for universal inverse modeling*, DIANE Publishing, 1998. 60
- Poli, R., J. Kennedy, and T. Blackwell, Particle swarm optimization, *Swarm intelligence*, 1(1), 33–57, 2007. 57
- Pryet, A., C. Dominguez, P. F. Tomai, C. Chaumont, N. d'Ozouville, M. Villacís, and S. Violette, Quantification of cloud water interception along the windward slope of Santa Cruz Island, Galapagos (Ecuador), *Agricultural and forest meteorology*, 161, 94–106, 2012. 97, 99, 102
- Pryet, A., O. Atteia, H. Delottier, and Y. Cousquer, Flexible Environmental Modeling with Python and Open-GIS, in *EGU General Assembly Conference Abstracts*, vol. 17, p. 9733, 2015. 56
- Pulido-Velázquez, M., J. Andreu, and A. Sahuquillo, Economic optimization of conjunctive use of surface water and groundwater at the basin scale, *Journal of Water Resources Planning and Management*, 132(6), 454–467, 2006. 54
- Pulido-Velazquez, M., J. Andreu, A. Sahuquillo, and D. Pulido-Velazquez, Hydro-economic river basin modelling : The application of a holistic surface–groundwater model to assess opportunity costs of water use in Spain, *Ecological Economics*, 66(1), 51–65, 2008. 29
- Reilly, T. E., and A. W. Harbaugh, *Guidelines for evaluating ground-water flow models*, US Department of the Interior, US Geological Survey, 2004. 29

- Rejani, R., M. K. Jha, S. Panda, and R. Mull, Simulation modeling for efficient groundwater management in Balasore coastal basin, India, *Water Resources Management*, 22(1), 23–50, 2008. 56
- Renard, P., The future of hydraulic tests, *Hydrogeology Journal*, 13(1), 259–262, 2005. 120, 127
- Ries, F., J. Lange, S. Schmidt, H. Puhlmann, and M. Sauter, Recharge estimation and soil moisture dynamics in a Mediterranean, semi-arid karst region, *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(3), 1439–1456, 2015. 96
- Ritter, A., R. Munoz-Carpena, C. Regalado, M. Vanclooster, and S. Lambot, Analysis of alternative measurement strategies for the inverse optimization of the hydraulic properties of a volcanic soil, *Journal of Hydrology*, 295(1), 124–139, 2004. 96
- Rousseau-Gueutin, P., A. Love, G. Vasseur, N. Robinson, C. Simmons, and G. Marsily, Time to reach near-steady state in large aquifers, *Water Resources Research*, 49(10), 6893–6908, 2013. 22, 24
- Rushton, K., Representation in regional models of saturated river–aquifer interaction for gaining/losing rivers, *Journal of Hydrology*, 334(1), 262–281, 2007. 57
- Rutter, A., K. Kershaw, P. Robins, and A. Morton, A predictive model of rainfall interception in forests, 1. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine, *Agricultural Meteorology*, 9, 367–384, 1972. 95, 97
- Safavi, H. R., F. Darzi, and M. A. Mariño, Simulation-optimization modeling of conjunctive use of surface water and groundwater, *Water resources management*, 24(10), 1965–1988, 2010. 56
- Saiers, J. E., D. P. Genereux, and C. H. Bolster, Influence of calibration methodology on ground water flow predictions, *Groundwater*, 42(1), 32–44, 2004. 64
- Saltel, M., and N. Pédron, Contribution à la révision du SAGE Nappes Profondes de Gironde : Utilisation du MOdèle Nord-Aquitain - phase "Tendances et Scénarios, *Tech. rep.*, brmg, 2012. 54
- Saltel, M., O. Cabaret, A. Bourguine, and C. Loiselet, Gestion des eaux souterraines en région Aquitaine. Développements et maintenance du Modèle Nord-Aquitain de gestion des nappes - Module 1 - Année 4, *Tech. rep.*, BRGM/RP-61614-FR, 2014. 29

RÉFÉRENCES

- Saltelli, A., S. Tarantola, F. Campolongo, and M. Ratto, *Sensitivity analysis in practice : a guide to assessing scientific models*, John Wiley & Sons, 2004. 37, 39
- Santos, R., L. S. Fernandes, J. Moura, M. Pereira, and F. Pacheco, The impact of climate change, human interference, scale and modeling uncertainties on the estimation of aquifer properties and river flow components, *Journal of Hydrology*, 519, 1297–1314, 2014. 14
- Scanlon, B. R., R. W. Healy, and P. G. Cook, Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge, *Hydrogeology Journal*, 10(1), 18–39, 2002. 95, 116
- Schilling, O., J. Doherty, W. Kinzelbach, H. Wang, P. Yang, and P. Brunner, Using tree ring data as a proxy for transpiration to reduce predictive uncertainty of a model simulating groundwater–surface water–vegetation interactions, *Journal of Hydrology*, 519, 2258–2271, 2014. 100, 107
- Schoups, G., C. L. Addams, J. L. Minjares, and S. M. Gorelick, Sustainable conjunctive water management in irrigated agriculture : Model formulation and application to the Yaqui Valley, Mexico, *Water Resources Research*, 42(10), 2006. 29, 54
- Sedki, A., and D. Ouazar, Simulation-optimization modeling for sustainable groundwater development : a Moroccan coastal aquifer case study, *Water resources management*, 25(11), 2855–2875, 2011. 54
- Seibert, J., and J. J. McDonnell, On the dialog between experimentalist and modeler in catchment hydrology : Use of soft data for multicriteria model calibration, *Water Resources Research*, 38(11), 23–1, 2002. 64
- Sepúlveda, N., and J. Doherty, Uncertainty Analysis of a Groundwater Flow Model in East-Central Florida, *Groundwater*, 2014. 48, 54
- Sepulveda, N., C. R. Tiedeman, A. M. O’Reilly, J. B. Davis, and P. Burger, Groundwater flow and water budget in the surficial and Floridan aquifer systems in east-central Florida, *Tech. rep.*, US Geological Survey, 2012. 53, 95
- Shamsudduha, M., R. G. Taylor, K. M. Ahmed, and A. Zahid, The impact of intensive groundwater abstraction on recharge to a shallow regional aquifer system : evidence from Bangladesh, *Hydrogeology Journal*, 19(4), 901–916, 2011. 13

RÉFÉRENCES

- Siade, A., T. Nishikawa, and P. Martin, Natural recharge estimation and uncertainty analysis of an adjudicated groundwater basin using a regional-scale flow and subsidence model (Antelope Valley, California, USA), *Hydrogeology Journal*, 23(6), 1267–1291, 2015. 48, 54
- Simunek, J., M. T. Van Genuchten, and M. Sejna, The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media, *University of California-Riverside Research Reports*, 3, 1–240, 2005. 95
- Singh, A., Groundwater resources management through the applications of simulation modeling : A review, *Science of the Total Environment*, 499, 414–423, 2014. 53, 95
- Sobol, I. M., Global sensitivity indices for nonlinear mathematical models and their Monte Carlo estimates, *Mathematics and computers in simulation*, 55(1), 271–280, 2001. 39
- Sophocleous, M., From safe yield to sustainable development of water resources. The Kansas experience, *Journal of Hydrology*, 235(1), 27–43, 2000. 53
- Sophocleous, M., Interactions between groundwater and surface water : the state of the science, *Hydrogeology journal*, 10(1), 52–67, 2002. 14
- Sophocleous, M., " The water budget myth revisited : Why hydrogeologists model," by John D. Bredehoeft, July-August 2002 issue, v. 40, no. 4 : 340-345-Discussion, 2004. 95
- Sophocleous, M., The science and practice of environmental flows and the role of hydrogeologists, *Ground water*, 45(4), 393–401, 2007. 19
- Sophocleous, M., and J. Devlin, Discussion paper about "The water budget Myth Revisited : Why Hydrogeologists Model", by John D. Bredehoeft, July-August 2002 issue, v40, no.4 : 340-345, *GroundWater*, 42, 618–618, 2004. 20
- Sophocleous, M. A., Combining the soilwater balance and water-level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge : practical aspects, *Journal of hydrology*, 124(3), 229–241, 1991. 115, 118
- Stanton, G. P., and B. R. Clark, Recalibration of a Ground-Water Flow Model of the Mississippi River Valley Alluvial Aquifer in Southeastern Arkansas, 1918–98, with Simulations of Hydraulic Heads Caused by Projected Ground-Water Withdrawals through 2049, *Tech. rep.*, U.S. GEOLOGICAL SURVEY, 2003. 53

RÉFÉRENCES

- Tarantola, A., *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*, siam, 2005. 54
- Tartakovsky, G. D., and S. P. Neuman, Three-dimensional saturated-unsaturated flow with axial symmetry to a partially penetrating well in a compressible unconfined aquifer, *Water Resources Research*, 43(1), 2007. 133
- Taylor, R. G., et al., Ground water and climate change, *Nature Climate Change*, 3(4), 322–329, 2013. 14
- Team, Q. D., QGIS Geographic Information System., 2015. 56
- Theis, C. V., The relation between the lowering of the Piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 16(2), 519–524, 1935. 115, 169
- Theis, C. V., The source of water derived from wells, *Civil Engineering*, 10(5), 277–280, 1940. 22
- Therrien, R., R. McLaren, E. Sudicky, and S. Panday, HydroGeoSphere : A three-dimensional numerical model describing fully-integrated subsurface and surface flow and solute transport, *Groundwater Simulations Group, University of Waterloo, Waterloo, ON*, 2010. 31
- Tikhonov, A., and V. Arsenin, *Solutions of ill-posed problems*, Vh Winston, 1977. 43, 61, 100, 115
- Timani, B., and R. Peralta, Multi-model groundwater-management optimization : reconciling disparate conceptual models, *Hydrogeology Journal*, pp. 1–21, 2015. 54
- Tonkin, M., and J. Doherty, Calibration-constrained Monte Carlo analysis of highly parameterized models using subspace techniques, *Water Resources Research*, 45(12), 100, 2009. 48
- Tonkin, M., J. Doherty, and C. Moore, Efficient nonlinear predictive error variance for highly parameterized models, *Water Resources Research*, 43(7), 2007. 45
- Trefry, M. G., and C. Muffels, FEFLOW : A Finite-Element Ground Water Flow and Transport Modeling Tool, *Ground Water*, 45(5), 525–528, 2007. 31
- Trivedi, N. M., and D. Kashyap, Modeling of Variably Saturated Flow in Response to Pumping from an Unconfined Aquifer : Numerical Evidence of Gravity-Delayed Drainage and Its Parameterization, *Journal of Hydrologic Engineering*, 21(2), 06015,014, 2015. 123, 127

- Turkeltaub, T., D. Kurtzman, G. Bel, and O. Dahan, Examination of groundwater recharge with a calibrated/validated flow model of the deep vadose zone, *Journal of Hydrology*, 522, 618–627, 2015. 96
- Valente, F., J. David, and J. Gash, Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pine forests in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models, *Journal of Hydrology*, 190(1-2), 141–162, 1997. 97
- van der Spek, J. E., and M. Bakker, The influence of the length of the calibration period and observation frequency on predictive uncertainty in time series modeling of groundwater dynamics, *Water Resources Research*, 2017. 128
- Van Genuchten, M. T., A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil science society of America journal*, 44(5), 892–898, 1980. 98
- Vidal, J.-P., E. Martin, L. Franchistéguy, M. Baillon, and J.-M. Soubeyroux, A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system, *International Journal of Climatology*, 30(11), 1627–1644, 2010. 56
- Wada, Y., Impacts of groundwater pumping on regional and global water resources, *Terrestrial Water Cycle and Climate Change : Natural and Human-Induced Impacts*, pp. 71–101, 2016. 13
- Wada, Y., L. P. van Beek, C. M. van Kempen, J. W. Reckman, S. Vasak, and M. F. Bierkens, Global depletion of groundwater resources, *Geophysical research letters*, 37(20), 2010. 13, 14
- Wada, Y., T. Gleeson, and L. Esnault, Wedge approach to water stress, *Nature Geoscience*, 7(9), 615–617, 2014. 53
- Wallis, I., C. Moore, V. Post, L. Wolf, E. Martens, and H. Prommer, Using predictive uncertainty analysis to optimise tracer test design and data acquisition, *Journal of Hydrology*, 515, 191–204, 2014. 100, 102
- Wang, H. F., and M. P. Anderson, *Introduction to groundwater modeling : finite difference and finite element methods*, Academic Press, 1995. 31
- Wang, T., T. E. Franz, W. Yue, J. Szilagyi, V. A. Zlotnik, J. You, X. Chen, M. D. Shulski, and A. Young, Feasibility analysis of using inverse modeling for estimating natural groundwater recharge from a large-scale soil moisture monitoring network, *Journal of Hydrology*, 533, 250–265, 2016. 95

RÉFÉRENCES

- White, J. T., M. N. Fienen, and J. E. Doherty, A python framework for environmental model uncertainty analysis, *Environmental Modelling & Software*, 85, 217–228, 2016. 102, 107
- Whitehead, D., and F. Kelliher, A canopy water balance model for a *Pinus radiata* stand before and after thinning, *Agricultural and Forest Meteorology*, 55(1-2), 109–126, 1991. 97
- Wu, C.-M., T.-C. J. Yeh, J. Zhu, T. H. Lee, N.-S. Hsu, C.-H. Chen, and A. F. Sancho, Traditional analysis of aquifer tests : Comparing apples to oranges?, *Water Resources Research*, 41(9), 2005. 133
- Yapo, P. O., H. V. Gupta, and S. Sorooshian, Multi-objective global optimization for hydrologic models, *Journal of hydrology*, 204(1-4), 83–97, 1998. 100
- Yeh, W. W.-G., Review of parameter identification procedures in groundwater hydrology : The inverse problem, *Water Resources Research*, 22(2), 95–108, 1986. 41
- Yustres, Á., L. Asensio, J. Alonso, and V. Navarro, A review of Markov Chain Monte Carlo and information theory tools for inverse problems in subsurface flow, *Computational Geosciences*, 16(1), 1–20, 2012. 127
- Zhang, Q., and A. D. Werner, Integrated surface–subsurface modeling of Fuxianhu Lake catchment, Southwest China, *Water resources management*, 23(11), 2189–2204, 2009. 54
- Zhou, H., J. J. Gómez-Hernández, and L. Li, Inverse methods in hydrogeology : evolution and recent trends, *Advances in Water Resources*, 63, 22–37, 2014. 31, 54, 115
- Zhou, Y., A critical review of groundwater budget myth, safe yield and sustainability, *Journal of Hydrology*, 370(1), 207–213, 2009. 53, 95
- Zimmermann, B., A. Zimmermann, R. M. Lark, and H. Elsenbeer, Sampling procedures for throughfall monitoring : a simulation study, *Water Resources Research*, 46(1), 2010. 102
- Zoback, M. D., and J. Byerlee, Permeability and effective stress, *AAPG Bulletin*, 59(1), 154–158, 1975. 14

Annexes

Annexe A

Calibration en laboratoire des sondes de teneur en eau

A. CALIBRATION EN LABORATOIRE DES SONDES DE TENEUR EN EAU

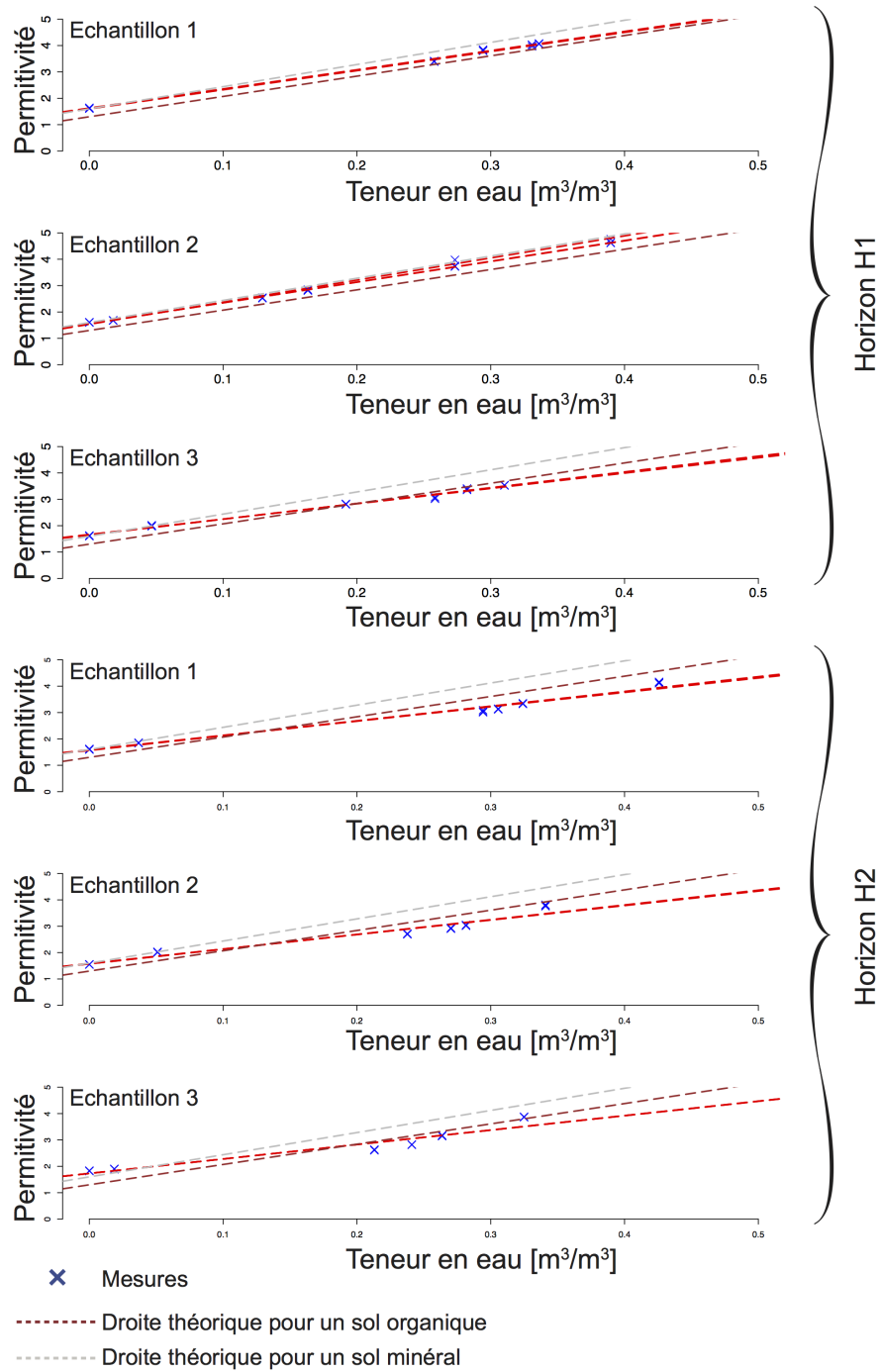


FIGURE A.1: Calibration des sondes de teneur en eau FDR sur l'horizon H1 et l'horizon H2. Résultats pour l'ensemble des échantillons

Annexe B

Placement d'un piézomètre d'observation

L'objet de cette annexe consiste à présenter un développement théorique basé sur la méthode de Cooper-Jacob [*Cooper and Jacob, 1946*] qui est une approximation de la méthode analytique de Theis [*Theis, 1935*] pour l'interprétation des essais de nappes en milieu confiné. Le domaine de validité de ce développement est donc associé au domaine de validité de la méthode de Cooper-Jacob. Malgré les hypothèses simplificatrices utilisées pour son utilisation en nappe libre, ce développement théorique a permis de guider le choix de l'emplacement des piézomètres d'observation lors de la réalisation de la station expérimentale.

Si l'approximation de Cooper-Jacob est possible ($u = \frac{4Tt}{r^2S} \geq 100$), la formule de Theis est par conséquent la suivante

$$s(r_0) = \frac{Q}{4\pi T} \ln\left(\frac{2.25Tt}{Sr_0}\right) \quad (\text{B.1})$$

$$s(r_0) = \frac{Q}{2\pi T} \ln\left(\frac{1.5\sqrt{\frac{Tt}{S}}}{r_0}\right) \quad (\text{B.2})$$

$$s(r_0) = \frac{Q}{2\pi T} \ln\left(\frac{1.5}{r_0} \sqrt{\frac{Tt}{S}}\right) \quad (\text{B.3})$$

où Q débit de pompage, T transmissivité, S stock, r_0 distance au puits de pompage et t le temps. L'équation de Dupuit-Thiem, qui traduit l'expression du

B. PLACEMENT D'UN PIÉZOMÈTRE D'OBSERVATION

rabattement en régime permanent s'écrit

$$s(r_0) = \frac{Q}{2\pi T} \ln\left(\frac{R}{r_0}\right) \quad (\text{B.4})$$

où R correspond au rayon d'action du puits (distance à l'intérieur de laquelle l'influence du pompage se manifeste). D'après l'Eq. B.3 et par identification avec l'Eq. B.4.

$$R = 1.5 \sqrt{\frac{Tt}{S}} \quad (\text{B.5})$$

Lorsque t est grand (atteinte d'un régime permanent) et r petit, il est possible d'exprimer l'Eq. B.1 avec

$$\frac{\partial s}{\partial t} = \frac{Q}{4\pi T} \ln \frac{1}{t} \quad (\text{B.6})$$

En régime pseudo permanent, $\frac{\partial s}{\partial t}$ est négligeable. On admet comme négligeable une variation de 1cm par heure du rabattement.

$$\frac{\partial s}{\partial t_c} = \frac{1 \times 0.01}{1 \times 3600} = 2.6 \cdot 10^{-6} m.s^{-1} \quad (\text{B.7})$$

où t_c (temps critique) correspond au temps à partir duquel le régime pseudo permanent est atteint. Ainsi,

$$\frac{\partial s}{\partial t_c} = \frac{Q}{4\pi T} \ln \frac{1}{t_c} \quad (\text{B.8})$$

$$t_c = \frac{Q}{4\pi T} 2.6 \cdot 10^6 m.s^{-1} \quad (\text{B.9})$$

On a donc

$$R_{pp} = 1.5 \sqrt{\frac{Tt_c}{S}} \quad (\text{B.10})$$

Finalement, il est possible d'exprimer un rabattement théorique en fonction de la distance à un puits de pompage parfaitement pénétrant afin de déterminer un rayon d'action équivalent pour un aquifère à homogène, à transmissivité constante et d'extension infinie

$$s(r_0) = \frac{Q}{2\pi T} \ln\left(\frac{R_{pp}}{r_0}\right) \quad (\text{B.11})$$

avec T et S des valeurs *a priori*. Si l'application de ce développement im-

plique de réaliser de nombreuses hypothèses simplificatrices pour une nappe libre (e.g. variation de transmissivité), les résultats sont fortement dépendants des paramètres hydrodynamiques *a priori* renseignés. Dès lors, les résultats obtenues doivent être interprétés avec précaution et servir uniquement d'aide à la réflexion afin de guider l'emplacement de piézomètres d'observations à partir de la distance à un puits de pompage.

Annexe C

Samples from the posterior
distribution of aquifer parameters

C. SAMPLES FROM THE POSTERIOR DISTRIBUTION OF AQUIFER PARAMETERS

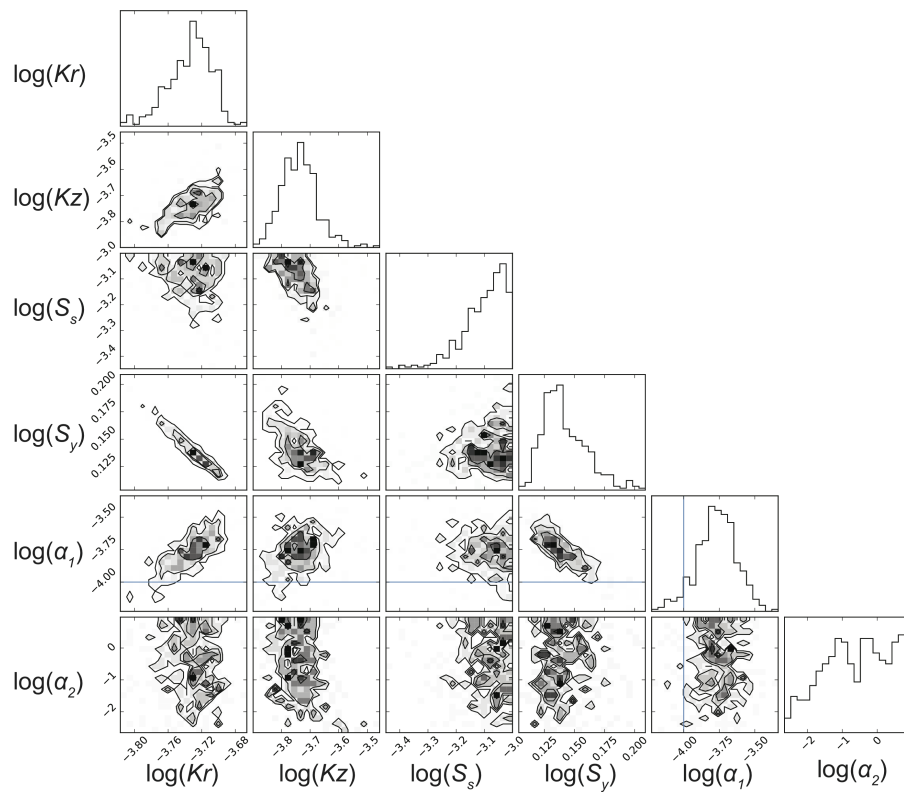


FIGURE C.1: Retained samples from the posterior distribution of aquifer parameters with Kz vertical hydraulic conductivity, Kr horizontal hydraulic conductivity, S_s specific storage, S_y specific yield, α_1 the first empirical drainage parameter and α_2 the second empirical drainage parameter.