HAL
open science

Apports d'une approche couplée physique et géochimie des eaux souterraines pour caractériser les fonctionnements hydrodynamiques transitoires. Cas de la plaine alluviale du Forez.

Jordan Re-Bahuaud Re-Bahaud

To cite this version:

Jordan Re-Bahuaud Re-Bahaud. Apports d'une approche couplée physique et géochimie des eaux souterraines pour caractériser les fonctionnements hydrodynamiques transitoires. Cas de la plaine alluviale du Forez.. Sciences de la Terre. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne, 2012. Français. NNT : 2012EMSE0666 . tel-00783984

HAL Id: tel-00783984

https://theses.hal.science/tel-00783984v1

Submitted on 2 Feb 2013

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.

NNT : *2012 EMSE 0666*

THÈSE

présentée par

Jordan RE-BAHUAUD

Pour obtenir le grade de
Docteur de l'École Nationale Supérieure des Mines de Saint-Étienne

Spécialité : Sciences et Génie de l'Environnement

Apports d'une approche couplée physique et géochimie des eaux souterraines pour caractériser les fonctionnements hydrodynamiques transitoires. Cas de la plaine alluviale du Forez.

soutenue à Saint-Etienne, le 22 octobre 2012

Membres du jury

Président :	Véronique MERRIEN-SOUKATCHOFF	Professeur, Ecole des Mines, Nancy
Rapporteurs :	Anne JOHANNET	Maître de Conférences HDR, Ecole des Mines, Alès
	Thierry WINIARSKI	Directeur de Recherche, ENTPE, Vaulx-en-Velin
Examinateurs :	Christophe RENAC	Professeur, Université Sophia Antipolis, Nice
	Yvan ROSSIER	Professeur Associé, Université Joseph Fourrier, Grenoble
	Mireille BATTON-HUBERT	Professeur, Ecole des Mines, Saint-Etienne
Directeur de thèse :	Didier GRAILLOT	Directeur de recherche, Ecole des Mines, Saint-Etienne
Co-Directeur :	Djamel MIMOUN	Chargé de Recherche, Ecole des Mines, Saint-Etienne

Spécialités doctorales :	**Responsables :**
SCIENCES ET GENIE DES MATERIAUX	K. Wolski Directeur de recherche
MECANIQUE ET INGENIERIE	S. Drapier, professeur
GENIE DES PROCEDES	F. Gruy, Maître de recherche
SCIENCES DE LA TERRE	B. Guy, Directeur de recherche
SCIENCES ET GENIE DE L'ENVIRONNEMENT	D. Graillot, Directeur de recherche
MATHEMATIQUES APPLIQUEES	O. Roustant, Maître-assistant
INFORMATIQUE	O. Boissier, Professeur
IMAGE, VISION, SIGNAL	JC. Pinoli, Professeur
GENIE INDUSTRIEL	A. Dolgui, Professeur
MICROELECTRONIQUE	Ph. Collot, Professeur

EMSE : Enseignants-chercheurs et chercheurs autorisés à diriger des thèses de doctorat (titulaires d'un doctorat d'État ou d'une HDR)

AVRIL	Stéphane	MA	Mécanique & Ingénierie	CIS
BATTON-HUBERT	Mireille	MA	Sciences & Génie de l'Environnement	Fayol
BENABEN	Patrick	PR 1	Sciences & Génie des Matériaux	CMP
BERNACHE-ASSOLLANT	Didier	PR 0	Génie des Procédés	CIS
BIGOT	Jean-Pierre	MR	Génie des Procédés	SPIN
BILAL	Essaïd	DR	Sciences de la Terre	SPIN
BOISSIER	Olivier	PR 1	Informatique	Fayol
BORBELY	Andras	MR	Sciences et Génie des Matériaux	SMS
BOUCHER	Xavier	MA	Génie Industriel	Fayol
BRODHAG	Christian	DR	Sciences & Génie de l'Environnement	Fayol
BURLAT	Patrick	PR 2	Génie industriel	Fayol
COLLOT	Philippe	PR 1	Microélectronique	CMP
COURNIL	Michel	PR 0	Génie des Procédés	SPIN
DARRIEULAT	Michel	IGM	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
DAUZERE-PERES	Stéphane	PR 1	Génie industriel	CMP
DEBAYLE	Johan	CR	Image, Vision, Signal	CIS
DELAFOSSE	David	PR1	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
DESRAYAUD	Christophe	MA	Mécanique & Ingénierie	SMS
DOLGUI	Alexandre	PR 1	Génie Industriel	Fayol
DRAPIER	Sylvain	PR 2	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
FEILLET	Dominique	PR 2	Génie Industriel	CMP
FOREST	Bernard	PR 1	Sciences & Génie des Matériaux	CIS
FORMISYN	Pascal	PR 1	Sciences & Génie de l'Environnement	Fayol
FRACZKIEWICZ	Anna	DR	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
GARCIA	Daniel	MR	Sciences de la terre	SPIN
GIRARDOT	Jean-Jacques	MR	Informatique	Fayol
GOEURIOT	Dominique	MR	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
GRAILLOT	Didier	DR	Sciences & Génie de l'Environnement	Fayol
GROSSEAU	Philippe	MR	Génie des Procédés	SPIN
GRUY	Frédéric	MR	Génie des Procédés	SPIN
GUY	Bernard	MR	Sciences de la Terre	SPIN
GUYONNET	René	DR	Génie des Procédés	SPIN
HAN	Woo-Suck	CR		SMS
HERRI	Jean-Michel	PR 2	Génie des Procédés	SPIN
INAL	Karim	PR 2	Microélectronique	CMP
KLÖCKER	Helmut	DR	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
LAFOREST	Valérie	CR	Sciences & Génie de l'Environnement	Fayol
LERICHE	Rodolphe	CR CNRS	Mécanique et Ingénierie	SMS
LI	Jean-Michel	EC (CCI MP)	Microélectronique	CMP
MALLIARAS	George Grégory	PR 1	Microélectronique	CMP
MOLIMARD	Jérôme	PR2	Mécanique et Ingénierie	SMS
MONTHEILLET	Frank	DR 1 CNRS	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
PERIER-CAMBY	Laurent	PR 2	Génie des Procédés	SPIN
PIJOLAT	Christophe	PR 1	Génie des Procédés	SPIN
PIJOLAT	Michèle	PR 1	Génie des Procédés	SPIN
PINOLI	Jean-Charles	PR 0	Image, Vision, Signal	CIS
ROUSTANT	Olivier	MA		Fayol
STOLARZ	Jacques	CR	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
SZAFNICKI	Konrad	MR	Sciences & Génie de l'Environnement	Fayol
TRIA	Assia		Microélectronique	CMP
VALDIVIESO	François	MA	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
VIRICELLE	Jean-Paul	MR	Génie des procédés	SPIN
WOLSKI	Krzysztof	DR	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
XIE	Xiaolan	PR 1	Génie industriel	CIS

ENISE : Enseignants-chercheurs et chercheurs autorisés à diriger des thèses de doctorat (titulaires d'un doctorat d'État ou d'une HDR)

FORTUNIER	Roland	PR	Sciences et Génie des matériaux	ENISE
BERGHEAU	Jean-Michel	PU	Mécanique et Ingénierie	ENISE
DUBUJET	Philippe	PU	Mécanique et Ingénierie	ENISE
LYONNET	Patrick	PU	Mécanique et Ingénierie	ENISE
SMUROV	Igor	PU	Mécanique et Ingénierie	ENISE
ZAHOUANI	Hassan	PU	Mécanique et Ingénierie	ENISE
BERTRAND	Philippe	MCF	Génie des procédés	ENISE
HAMDI	Hédi	MCF	Mécanique et Ingénierie	ENISE
KERMOUCHE	Guillaume	MCF	Mécanique et Ingénierie	ENISE
RECH	Joël	MCF	Mécanique et Ingénierie	ENISE
TOSCANO	Rosario	MCF	Mécanique et Ingénierie	ENISE
GUSSAROV Andrey	Andrey	Enseignant contractuel	Génie des procédés	ENISE

Glossaire :

PR 0	Professeur classe	Ing.	Ingénieur
PR 1	exceptionnelle	MCF	Maître de conférences
PR 2	Professeur 1ère classe	MR(DR2)	Maître de recherche
PU	Professeur 2ème classe	CR	Chargé de recherche
MA(MDC)	Professeur des Universités	EC	Enseignant-chercheur
DR	Maître assistant	IGM	Ingénieur général des mines
	Directeur de recherche		

Centres :

SMS	Sciences des Matériaux et des Structures
SPIN	Sciences des Processus Industriels et Naturels
FAYOL	Institut Henri Fayol
CMP	Centre de Microélectronique de Provence
CIS	Centre Ingénierie et Santé

NNT : *2012 EMSE 0666*

THÈSE

présentée par

Jordan RE-BAHUAUD

Pour obtenir le grade de
Docteur de l'École Nationale Supérieure des Mines de Saint-Étienne

Spécialité : Sciences et Génie de l'Environnement

Apports d'une approche couplée physique et géochimie des eaux souterraines pour caractériser les fonctionnements hydrodynamiques transitoires. Cas de la plaine alluviale du Forez.

soutenue à Saint-Etienne, le 22 octobre 2012

Membres du jury

Président :	Véronique MERRIEN-SOUKATCHOFF	Professeur, Ecole des Mines, Nancy
Rapporteurs :	Anne JOHANNET	Maître de Conférences HDR, Ecole des Mines, Alès
	Thierry WINIARSKI	Directeur de Recherche, ENTPE, Vaulx-en-Velin
Examinateurs :	Christophe RENAC	Professeur, Université Sophia Antipolis, Nice
	Yvan ROSSIER	Professeur Associé, Université Joseph Fourrier, Grenoble
	Mireille BATTON-HUBERT	Professeur, Ecole des Mines, Saint-Etienne
Directeur de thèse :	Didier GRAILLOT	Directeur de recherche, Ecole des Mines, Saint-Etienne
Co-Directeur	Djamel MIMOUN	Chargé de Recherche, Ecole des Mines, Saint-Etienne

Remerciements

Toute ma reconnaissance et tous mes remerciements s'adressent à l'ensemble des personnes ayant participé de près ou de loin à cette formidable mais fastidieuse aventure qu'est la thèse. Que cette participation se soit traduite par un appui scientifique ou par un soutien moral.

Je tiens en premier lieu à adresser tous mes remerciements à mon encadrant de thèse, Didier GRAILLOT, directeur de recherche et responsable du département GSE (Géosciences et Environnement) à l'Ecole des Mines de Saint-Etienne, pour la confiance et l'autonomie qu'il m'a accordé pour construire et mener à bien ces travaux de thèse. Il a su créer les conditions favorables pour faire « infuser la science » comme il aime à le répéter aux heures tardives.

Un grand merci à mon co-encadrant de thèse, Djamel MIMOUN, chargé de recherche à l'Ecole des Mines de Saint-Etienne qui, par son courage exemplaire face à la maladie, m'a permis de relativiser sur les vicissitudes dérisoires du travail de thèse. Ses conseils et sa bonne humeur m'ont permis de mener à bien mon doctorat.

Je tiens à remercier cordialement les membres du jury qui m'ont fait l'honneur d'évaluer mes travaux de recherche. Je suis très reconnaissant à Anne JOHANNET, maître de conférences HDR à l'Ecole des Mines d'Alès et Thierry WINIARSKI, directeur de recherche à l'ENTPE de Vaulx-en-Velin, qui ont acceptés d'endosser le rôle de rapporteurs et ce malgré des délais de relecture serrés. Je tiens à exprimer ma gratitude à Véronique MERRIEN-SOUKATCHOFF, professeur à l'Ecole des Mines de Nancy, pour avoir présidé le jury de ma thèse. Un grand merci aux examinateurs Yvan ROSSIER, Christophe RENAC et Mireille BATTON-HUBERT.

Merci à Yvan ROSSIER, professeur associé à l'Université Joseph Fourrier de Grenoble, qui, non content d'avoir suivi mon travail de fin d'étude de master 2, a décidé de prolonger son supplice durant mes quatre années de thèse. Malgré nos menues divergences d'opinions, son esprit incisif et sa grande expérience de la modélisation en font mon mentor. Son franc parlé et son humour ont toujours trouvé grâce à mes yeux.

Merci à Christophe RENAC, professeur à l'Université Sophia Antipolis de Nice, qui, dans sa grande miséricorde, a eu l'extrême patience de m'initier aux joies de la géochimie. Sa grande maîtrise de cet art et ses conseils prudents m'ont permis de « restreindre le champ des possibles » dans mes questionnements à propos des écoulements souterrains.

Merci à Mireille BATTON-HUBERT, professeur à l'Ecole des Mines de Saint-Etienne, qui ne compte pas ses heures pour accéder aux nombreuses requêtes de thésards indisciplinés. J'ai pris énormément de plaisir à travailler sur des sujets aussi variés que l'hydrométéorologie, la géométrie dans l'espace et les méthodes d'interpolations spatiales en compagnie d'Etienne DELCLAUX.

Mes sincères remerciements à l'Etablissement Public Loire qui par l'intermédiaire du PLGN (Plan Loire Grandeur Nature) a rendu possible le déroulement du projet de recherche sur la ressource en eau de la plaine du Forez. Merci à Jean-Claude EUDE, Maud FRANCHET, Armelle DENIS, Mélanie LAFON, Benoît ROSSIGNOL et Renaud COLIN. Je remercie par ailleurs les membres du conseil scientifique du PLGN, je pense notamment à Jean-Paul BRAVARD, Joëlle BURNOUF et Thierry POINTET.

Ma recherche a été encouragée et facilitée par l'intérêt de certains agents des organismes gestionnaires. Merci à Stéphane OROFINO en charge du réseau de suivi piézométrique en Rhône-Alpes de m'avoir facilité l'accès aux piézomètres de la plaine du Forez. Merci à Laurent VERNAY hydrogéologue chargé de mission à la Direction DREAL Rhône-Alpes, de m'avoir fourni les logs forages commentés des piézomètres de la plaine du Forez.

A ceux et celles qui ont participé activement aux campagnes de mesures périlleuses sur mon terrain d'étude et qui n'ont pas hésité à braver tous les risques pour sonder quelques puits. Merci beaucoup à Aïda DA SILVA, Florian CATIMEL et Tristan FORT.

Une pensée pour l'équipe environnement du CETE de Lyon pour le prêt de matériel, leur bonne humeur et leurs conseils. Merci à Laurent EISENLOHR, Guy BOBILLON, Agathe DENOT, Claire LE CALVEZ et Laurent CANTEGRIT.

Je remercie le bureau d'étude Sciences Environnement pour le prêt du matériel pour les campagnes de terrain. Un grand merci à Sébastien LIBOZ pour l'intérêt qu'il a porté à mon travail.

Merci à Philippe DEROSIER, hydrogéologue agréé de la Loire, pour ses retours d'expériences sur l'hydrogéologie forezienne.

Un profond remerciement à Damien FAYEAUX, responsable de la formation des étudiants en géologie de l'IUT GBGE (Génie Biologique et Génie de l'Environnement) à Saint-Etienne. Merci Damien pour m'avoir initié aux plaisirs de l'enseignement supérieur et à la préparation minutieuse des TP et sorties sur le terrain. Au-delà de l'enseignement, je n'oublierai pas non plus nos échanges passionnés sur les sciences, puissent-ils perdurer encore longtemps.

Une mention spéciale pour la cuvée 2008 des doctorants du centre SITE. Mes pensées amicales s'adressent à Valentine MOREAU avec qui j'ai tout de suite fraternisé et beaucoup échangé sur la condition atypique des doctorants et à mon très cher coéquipier et ami Jonathan VILLOT avec qui j'ai pu pratiquer divers sports allant du squash à l'escalade en passant par la course à pied, le ski de rando et j'en passe. Je n'omettrai pas Gaëtan MASSON et Laure BRENIER avec qui j'ai passé de bons moments ces quatre années. J'espère pouvoir entretenir le lien d'amitié encore longtemps.

Je remercie également chaleureusement tous les collègues de l'espace Fauriel, à l'époque du centre SITE, avec qui j'ai passé de très bons moments, notamment au coin café. Je pense aux permanents dont Florence DUJARDIN, Hervé VAILLANT, Christiane RETRUS, Zahia MAZER, Alicja TARDY, Eric PIATYSZEK, Roland DECHOMETS, Jean-François TCHEBANOFF, Natacha GONDRAN et Valérie LAFOREZ. Mais aussi aux doctorants anciens et nouveaux dont Georges KARAGIANNIS, John WISE, Georges AL-MAALOUF, Shishir GAUR, Mamy TOMBOZAFY, Loïc PERRIN, Anne CIKANKOVITZ, Sophie GRAIZILHON, Raquel TAVARES, Adam SOCHACKI, Carine EL HAJJ et Mariana MEAVE.

Je n'oublie évidemment pas de mentionner les collègues du département GSE (Géosciences et Environnement) qui m'ont soutenu et qui ont suivi avec intérêt mes pérégrinations souterraines. Je pense à Florence DUJARDIN, Jacques BOURGOIS, Joëlle VERNAY, Olivier FAURE, Fred GALLICE, Marc DOUMAS, Bernard GUY, Jean-Luc BOUCHARDON, Jacques MOUTTE, Essaïd BILAL et Daniel GARCIA.

Un remerciement particulier à mes collègues de bureau et maintenant amis avec qui j'ai pu partager des intérêts communs. Gaël BOURRON avec qui je partage une passion pour la montagne et une certaine philosophie de la vie. Eric LALOT avec qui j'ai eu des débats scientifiques captivants et qui m'a initié aux plaisirs de l'escalade. Frédéric PARAN avec qui je mêle ma passion pour les jeux vidéos lors de notre maintenant traditionnelle « sortie sur zone » du dimanche soir.

Je remercie mes trublions d'amis qui égayent mes pensées jour après jour et qui sont venus nombreux lors de ma soutenance. A Thomas TERRIEN, Marc VALMASSONI, Frédéric PLANCHE, Barbara JOULAIN, Fanny BASTIDE, Thomas GLEIZE, Marie DORIE, Tristan FORT, Aurélia PADILLA, Aurélien DANVERT, Alexandre VAUSELLE, Mathieu BOURCIER, Grégoire JAN, Antoine DORENLOT, Frédérique PERETTI, Jérémie LACHAUME, Yohann ULREICH, Caroline METRIAU et Séverine DECROO.

Pour finir, j'adresse mes plus sincères remerciements aux membres proches de ma famille qui m'ont constamment supporté. A ce titre, je leur dédie ce mémoire de thèse. A ma grand-mère Chantal BAHUAUD, à la mémoire de mon grand-père Jean BAHUAUD, à mes parents Annick BAHUAUD et Jean-Pierre RE, à mon frère et ma belle-sœur Anne-Sophie CATTEAU, à ma tente Sophie DILLE et mes cousins Pauline, Frédéric et Gabrielle DILLE. Je tiens à saluer mes beaux-parents Jean-Pierre et Danièle LEFEBVRE. Enfin à Sarah LEFEBVRE qui m'a le plus épaulé tout au long de ces quatre années. Pour la bienveillance et la patiente dont elle a fait preuve, pour tous ces efforts concédés, je lui en suis profondément reconnaissant.

Table des Matières

Remerciements **1**

Table des Matières **5**

Liste des figures **9**

Liste des cartes **12**

Liste des tableaux **13**

Introduction **15**

Partie I : Description du site d'étude **21**

Chapitre 1 - Contexte géographique, climatique et hydrologique **23**

I.1.1. Contexte géographique 23

I.1.1.1. Géographie physique 23

I.1.1.2. Géographie humaine 24

I.1.2. Contexte climatique et hydrologique 26

I.1.2.1. Contexte climatique 26

I.1.2.2. Contexte hydrologique 29

Chapitre 2 – Contexte géologique et hydrogéologique **30**

I.2.1. Contexte géologique 30

I.2.1.1. Les principaux travaux de recherche 30

I.2.1.2. Histoire géologique 32

I.2.2. Contexte hydrogéologique 37

I.2.2.1. Aquifères alluviaux quaternaires 38

I.2.2.2. Niveaux aquifères des sédiments tertiaires 40

Chapitre 3 – Besoins, enjeux et problèmes de gestion de la ressource en eau dans le territoire de la plaine du Forez **42**

I.3.1. Disponibilité, besoins et enjeux de la ressource en eau dans le territoire de la plaine du Forez 42

I.3.2. Problèmes et objectifs de gestion de la ressource en eau dans le territoire de la plaine du Forez 49

I.3.2.1. Contexte physique 49

I.3.2.2. Contexte anthropique 50

Conclusion sur la description du site d'étude et formulation des objectifs de thèse **54**

Partie II : Synthèse des données et connaissances relatives à l'hydrogéologie dans le territoire de la plaine du Forez **57**

Chapitre 1 - Données hydrogéologiques des aquifères alluviaux superficiels 59

II.1.1. Description des données d'intérêt hydrogéologique 60

II.1.1.1. Données « brutes » et « interprétées » 60

II.1.1.2. Sources de données 60

II.1.1.3. Imprécision spatiale des données 63

II.1.1.4. Répartition spatiale des données 63

II.1.2. Esquisse piézométrique en situation de basses eaux à l'échelle des formations alluviales 66

II.1.3. Analyse critique des données hydrogéologiques des aquifères alluviaux 68

Chapitre 2 – Connaissances hydrogéologiques des aquifères alluviaux superficiels 71

II.2.1. Synthèse des travaux de caractérisation hydrogéologique antérieurs 71

II.2.1.1. Etudes de caractérisation hydrogéologique 72

II.2.1.2. Opérations de modélisation numérique des écoulements souterrains 76

II.2.1.3. Etude sur la ressource quantitative en eau 78

II.2.2. Analyse critique des connaissances hydrogéologiques des aquifères alluviaux 79

Chapitre 3 – Données piézométriques temporelles des aquifères alluviaux superficiels 81

II.3.1. Localisation, description technique et observation des points de suivi des variations piézométriques 81

II.3.1.1. Localisation des points de suivi piézométrique 81

II.3.1.2. Description technique des points de suivi piézométrique 83

II.3.1.3. Observation des chroniques piézométriques 84

II.3.2. Analyse critique des suivis piézométriques 85

Chapitre 4 - Données hydrogéochimiques des eaux souterraines des aquifères superficiels et profonds 87

II.4.1. État des lieux et localisation des données hydrogéochimiques disponibles 87

II.4.2. Signature chimique ou faciès hydrochimiques des eaux souterraines (composition en éléments majeurs) 91

II.4.3. Analyse critique des données hydrogéochimiques des eaux souterraines 97

Partie III : Méthodologie couplée physique et géochimique pour la caractérisation hydrogéologique 99

Chapitre 1 – Exemples de travaux de caractérisation hydrogéologique dans d'autres contextes impliquant des bassins sédimentaires intracontinentaux 101

Chapitre 2 – Hypothèses hydrogéologiques, représentation des écoulements souterrains et choix des méthodes de caractérisation géochimiques et physiques 104

III.2.1. Origine(s) de la recharge des aquifères superficiels : Approche géochimique des écoulements.. 105

III.2.1.1. Hypothèses sur l'origine de la recharge des aquifères superficiels 105

III.2.1.2. Représentation des écoulements souterrains et choix de la méthode de caractérisation : hydrogéochimie et géochimie isotopique 108

III.2.2. Fonctionnement hydrodynamique transitoire des aquifères superficiels : Approche physique des écoulements 111

III.2.2.1. Analyse des fluctuations piézométriques : Cas généraux 111

III.2.2.2. Application au site d'étude de la plaine du Forez : Hypothèses issues de l'analyse des fluctuations piézométriques et déduction qualitative du fonctionnement hydrodynamique et des propriétés hydrogéologiques 127

III.2.2.3. Représentation des écoulements souterrains et choix de méthode de caractérisation : modélisation hydrodynamique transitoire 137

Chapitre 3 – Approche géochimique et mise en œuvre de l'approche physique par modélisation locale 141

III.3.1. Approche géochimique : Indices hydrogéochimiques et indices isotopiques 141

III.3.1.1. Modalités d'interprétation des indices hydrogéochimiques et isotopiques 142

III.3.1.2. Quantification des mélanges entre deux origines 147

III.3.2. Mise en œuvre de l'approche physique : Modélisation numérique des écoulements souterrains en régime transitoire au niveau des aquifères superficiels 149

III.3.2.1. Design des modèles numériques d'écoulements 149

III.3.2.2. Conditions aux limites 158

Partie IV : Résultats et discussions sur la méthodologie couplée physique et géochimie des écoulements pour la caractérisation hydrogéologique locale 175

Chapitre 1 - Résultats et discussions sur l'approche géochimique des écoulements 177

IV.1.1. Interprétation des résultats hydrogéochimiques et isotopiques 178

IV.1.1.1. Résultats bruts des indices hydrogéochimiques et isotopiques 178

IV.1.1.2. Indices hydrogéochimiques (IS, TDS, PCO_2, NO_3^-) 179

IV.1.1.3. Indices isotopiques (^{14}C, ^{13}C, ^{18}O, ^{2}H) 183

IV.1.2. Conséquences hydrogéologiques des résultats hydrogéochimiques et isotopiques 188

IV.1.2.1. Résultats hydrogéochimiques et isotopiques et origine(s) de la recharge 188

IV.1.2.2. Cas d'origines multiples de la recharge : Essai de quantification des mélanges entre les composantes superficielle et profonde pour les échantillons correspondant aux piézomètres de Saint-Galmier et Montrond 192

IV.1.2.3. Synthèse des résultats hydrogéochimiques et isotopiques 202

IV.1.3. Limites et perspectives d'amélioration des résultats de l'approche géochimique des écoulements 203

Chapitre 2 – Résultats et discussions sur l'approche physique des écoulements 205

IV.2.1. Résultats des modélisations hydrodynamiques 205

IV.2.1.1. Simulations « 2D coupe » en régime permanent : scénario de moyennes eaux 205

IV.2.1.2. Simulations « 2D coupe » en régime transitoire 208

IV.2.2. Conséquences hydrogéologiques des résultats des modélisations hydrodynamiques 228

IV.2.2.1. Fonctionnement hydrodynamique à dominante libre 228

IV.2.2.2. Fonctionnement hydrodynamique à dominante pseudo-libre 230

IV.2.2.3. Fonctionnement hydrodynamique influencé par un cours d'eau (ou hydrologique)..... 232

IV.2.2.4. Influence des apports profonds 233

IV.2.2.5. Essai de généralisation des fonctionnements hydrodynamiques aux captages AEP de la plaine du Forez 234

IV.2.3. Limites et perspectives d'amélioration des résultats de l'approche physique des écoulements .. 237

Conclusions générales 241

Bibliographie 255

Annexes 273

Liste des figures

Figure 1 – Diagramme climatique présentant les précipitations et les températures moyennées sur la période 1995 – 2010 pour la station d'Andrézieux-Bouthéon (Données Météo France). 28
Figure 2 - Coupe géologique schématique (d'après Ech-Cherif El Kettani [1996] révisée RE-BAHUAUD) du graben du Forez au niveau du trait de coupe de la Carte 3. 33
Figure 3 - Dépôts continentaux (d'après Beauchamp [2011] révisé RE-BAHUAUD). 34
Figure 4 - Coupe géologique schématique NO/SE des formations alluviales en rive droite de la Loire au niveau du trait de coupe de la Carte 4 (inspirée par Le Griel [1975] modifié RE-BAHUAUD). 36
Figure 5 - Répartition des volumes annuels d'eau consommés suivant la provenance de la ressource (nappe alluviale, nappe profonde, sources, canal du Forez, retenues et cours d'eau) pour l'usage agricole. 44
Figure 6 - Répartition des volumes annuels d'eau consommés suivant la provenance de la ressource (nappe alluviale, nappe profonde, sources, canal du Forez, retenues et cours d'eau) pour l'usage AEP (Alimentation en Eau Potable). 45
Figure 7 - Evolution des concentrations en nitrates pour une sélection de captages présents dans la plaine du Forez entre 1995 et 2011. 52
Figure 8 - Vue en coupe de l'incertitude sur l'estimation de l'altitude des données ramenées au MNT BD-ALTI de mailles 50 m. 68
Figure 9 – Vue en coupe de la répercussion de l'incertitude de l'altitude des surfaces interpolées sur l'estimation des stocks d'eau pour deux situations hydrogéologiques. 70
Figure 10 - Carte géologique et coupe Est-Ouest du secteur de Saint-Just-Saint-Rambert. 75
Figure 11 - Variation du niveau piézométrique en fonction du temps pour les 4 stations de mesures de la plaine du Forez. 84
Figure 12 - Diagrammes de Piper de composition d'une sélection d'eaux souterraines de la plaine du Forez obtenus à partir du logiciel Diagrammes (R. Smiler, LHA)). 94
Figure 13 - Diagrammes de Schöeller de composition d'une sélection d'eaux souterraines de la plaine du Forez (obtenus à partir du logiciel Diagrammes (R. Smiler, LHA)). 95
Figure 14 - Schéma conceptuel des circulations d'eaux profondes à l'origine des sources d'eaux minérales dans la plaine du Forez. 107
Figure 15 – Schéma conceptuel de trois configurations hydrogéologiques peu profondes. 113
Figure 16 – Fluctuations piézométriques fictives pour trois cycles hydrologiques et pour deux configurations hydrogéologiques distinctes. 116
Figure 17 – Fluctuations piézométriques en réponse à un évènement pluvieux « impulsionnelle ». 117
Figure 18 – Tendance pluriannuelle du niveau piézométrique annuel moyen pour deux configurations hydrogéologiques. 120
Figure 19 - Mise en charge et drainage de l'aquifère. 121
Figure 20 – Effet de « réservoir » du sol. 123
Figure 21 – Variabilité interannuelle de l'amplitude des fluctuations piézométriques. 124
Figure 22 – Rupture de la dynamique de fluctuation correspondant à un changement de régime hydrogéologique à partir d'une hauteur critique. 125
Figure 23 – Schéma récapitulatif des relations entre fluctuations piézométriques et propriétés hydrogéologiques. I 126

Figure 24 - Fluctuations du niveau piézométrique au pas de temps journalier pour les quatre points d'observations de Chalain, Montrond, Cleppé et Saint-Galmier. 129
Figure 25 – Effet « réservoir » du sol pour les points d'observation de Montrond et Cleppé entre août et octobre 2006. 132
Figure 26 – Limite de la variable d'entrée « précipitations locales » pour expliquer l'intégralité des fluctuations piézométriques de Cleppé pour la période de mi-août à mi-septembre 2009. 133
Figure 27 – Effet de rupture de régime des fluctuations piézométriques de Cleppé entre janvier 2009 et octobre 2010. 135
Figure 28 – Différence d'inertie pour les fluctuations piézométriques de Chalain et Saint-Galmier entre janvier 2008 et juin 2011. 136
Figure 29 - Coupes hydrogéologiques conceptuelles synthétisant les hypothèses de fonctionnement hydrodynamique pour les quatre piézomètres de suivi. 138
Figure 30 - Processus naturels pouvant influer sur le fractionnement en ^{2}H et ^{18}O (d'après Clark et Fritz [1997]). 144
Figure 31 - Données de forages disponibles pour le trait de coupe de Montrond et Chalain source BRGM Infoterre (BSS et fond de carte géologique au 50 000ième). 151
Figure 32 - Coupe interprétative passant par les piézomètres de Chalain et Montrond dans les formations alluviales superficielles. 152
Figure 33 - Coupe interprétative passant par le piézomètre de Cleppé dans les formations alluviales superficielles. 153
Figure 34 - Coupe interprétative passant par le piézomètre de Saint-Galmier dans les formations alluviales superficielles. 153
Figure 35 - Schéma conceptuel du bilan hydrique comprenant toutes les variables permettant d'estimer l'infiltration efficace (recharge d'origine superficielle des aquifères) par pas de temps prédéfinit. 158
Figure 36 - Principe du calcul du bilan hydrique (inspiré par Brochet et Gerbier [1974]). 161
Figure 37 - Bilan hydrique mensuel moyen (moyenne sur 1995-2011) pour un sol dont la RU est de 40 mm de type Montrond. 163
Figure 38 - Bilan hydrique mensuel moyen (moyenne sur 1995-2011) pour un sol dont la RU est de 200 mm de type Chalain. 164
Figure 39 – Représentation schématique des conditions aux limites appliquées aux modèles déterministes d'écoulements souterrains "2D coupe" dans les alluvions superficielles en régime transitoire. 166
Figure 40 – Relation supposée entre le ruisseau du Béal et la nappe au niveau de Cleppé. 169
Figure 41 - Pression de CO_2 pour une sélection d'échantillons d'eaux souterraines de la plaine du Forez. 180
Figure 42 - Indice de saturation de la calcite en fonction du contenu total en espèces dissoutes (TDS) pour une sélection d'échantillons d'eaux souterraines de la plaine du Forez. 182
Figure 43 – Fractionnement isotopique en ^{18}O en fonction du fractionnement en ^{2}H pour une sélection d'échantillons d'eaux souterraines de la plaine du Forez. 184
Figure 44 – Activité de l'isotope radioactif ^{14}C en fonction du fractionnement de l'isotope stable ^{13}C pour une sélection d'eaux souterrains de la plaine du Forez. 187
Figure 45 – Diagramme de répartition des espèces carbonatées dissoutes dans l'eau rapportée au CITD en fonction du pH pour une température de 12°C. 193
Figure 46 – Activité de l'isotope radioactif ^{14}C en fonction du fractionnement de l'isotope stable ^{13}C pour les quatre piézomètres de suivi de la plaine du Forez. 196
Figure 47 - Couples de valeurs φ_1/ϑ_2 permettant de satisfaire $\beta_\varphi = \beta_\vartheta$ et $C_{1\varphi} = C_{1\vartheta}$ et leurs influences le mélange de Saint-Galmier impliquant une composante superficielle et une composante profonde de type « Badoit ». 200

Figure 48 - Comparaison des hauteurs piézométriques observées vis-à-vis des hauteurs simulées pour le modèle « 2D coupe » de Chalain. 210
Figure 49 - Comparaison des hauteurs piézométriques observées vis-à-vis des hauteurs simulées pour le modèle « 2D coupe » de Saint-Galmier. 213
Figure 50 - Comparaison des hauteurs piézométriques observées vis-à-vis des hauteurs simulées pour le modèle « 2D coupe » de Montrond. 216
Figure 51 – Comparaison des hauteurs piézométriques observées vis-à-vis des hauteurs simulées pour le modèle « 2D coupe » de Cleppé. 220
Figure 52 – Simulation d'une propagation d'onde de crue du Béal (crue biennale) sur les niveaux piézométriques sous le cours d'eau et au niveau du piézomètre de Cleppé pour différentes situations piézométriques initiales. 224
Figure 53 – Evolution des débits d'alimentation du Béal lors d'une crue biennale pour différentes situations piézométriques initiales. 225
Figure 54 - Non linéarité entre les variations de hauteurs d'eau dans le ruisseau du Béal et les débits d'alimentation simulés du Béal. 226
Figure 55 – Typologie de fonctionnement hydrodynamique basé sur l'étude de la variabilité des concentrations en nitrates au niveau de points de suivi. 235

Liste des cartes

Carte 1 - Contexte géographique de la plaine du Forez. 25
Carte 2- Pluviométrie moyenne annuelle sur la période de 1973 – 2002 dans le département de la Loire. 27
Carte 3 - Carte géologique simplifiée de la plaine du Forez. 31
Carte 4 - Relation entre les pentes et les contours des formations géologiques superficielles. 35
Carte 5 - Périmètre du SAGE Loire (carte révisée issue de [SAGE, 2008]). 43
Carte 6 – Répartition par commune des consommations en eau pour l'usage agricole. 46
Carte 7 – Répartition par gestionnaires des consommations en eau pour l'usage AEP. 47
Carte 8 – Carte synthétique des données piézométriques de la plaine du Forez au niveau des alluvions et en sub-surface des formations tertiaires. 64
Carte 9 - Carte synthétique des données du substratum tertiaire sous-jacentes aux alluvions quaternaires. 65
Carte 10 - Carte piézométrique en basses eaux de la plaine du Forez. 67
Carte 11 - Localisation des connaissances hydrogéologiques dans la plaine du Forez. 73
Carte 12 - Localisation du réseau de suivi piézométrique de la plaine du Forez. 82
Carte 13 - Localisation des données hydrogéochimiques sélectionnées dans le contexte géologique de la plaine du Forez. 90
Carte 14 - Localisation des principales sources d'eaux minérales et des forages profonds de la COGEMA dans le département de la Loire. 106
Carte 15 – Coupes hydrogéologiques conceptuelles synthétisant les hypothèses sur l'origine de la recharge au niveau des quatre piézomètres de suivi. 109
Carte 16 – Synthèse des résultats géochimiques sur l'origine de la recharge au niveau des quatre piézomètres de suivi. 191
Carte 17 - Synthèse hydrogéologique des alluvions de la plaine du Forez. 253

Liste des tableaux

Tableau 1 - Synthèse des principales propriétés des modèles numériques des écoulements souterrains des alluvions de la plaine du Forez. 77
Tableau 2 - Tableaux des analyses chimiques en ions majeurs des piézomètres de suivi (laboratoire IPL Institut Pasteur de Lille de Saint-Etienne). 89
Tableau 3 – Récapitulatif du paramétrage de la Réserve Utile (RU) conditionnant la recharge d'origine superficielle (I_{eff}) moyenne annuelle (moyenne sur 17 ans) et le ratio infiltration efficace (I_{eff}) sur pluie moyenne annuelle (P). 162
Tableau 4 - Résultats bruts des analyses isotopiques des 4 piézomètres de suivi 178
Tableau 5 – Valeurs de $\delta^{13}C$, $A^{14}C$ et [CITD] retenues pour les différentes composantes impliquées dans le mélange pour le piézomètre de Saint-Galmier et de Montrond. 198
Tableau 6 – Synthèse de l'analyse de sensibilité sur les proportions de mélange de l'échantillon de Saint-Galmier 201
Tableau 7 - Synthèse de l'analyse de sensibilité sur les proportions de mélange de l'échantillon de Montrond 201
Tableau 8 – Synthèse des résultats des modélisations en régime permanent permettant de reproduire des hauteurs piézométriques moyennes au niveau des quatre piézomètres de suivi 206
Tableau 9 – Synthèse de l'ajustement des paramètres pour les quatre modèles hydrodynamiques mis en œuvre dans le cadre de ce travail. 209
Tableau 10 – Statistiques descriptives sur les débits remarquables transitant dans l'aquifère de Chalain. 212
Tableau 11 – Statistiques descriptives sur les débits remarquables transitant dans l'aquifère de Saint-Galmier. 214
Tableau 12 – Statistiques descriptives sur les débits remarquables transitant dans l'aquifère de Montrond. 218
Tableau 13 – Statistiques descriptives sur les débits remarquables transitant dans l'aquifère de Cleppé. 222
Tableau 14 - Temps moyens de renouvellement des eaux des aquifères modélisés. 227
Tableau 15 - Fonctionnements hydrodynamiques interprétés des captages AEP de la plaine du Forez. 236
Tableau 16 – Synthèse simplifiée de la vulnérabilité qualitative et quantitative déduite de l'interprétation des fonctionnements hydrodynamiques déterminés par l'approche couplée physique et géochimique. 247

Note aux lecteurs :

Les figures et les cartes de ce mémoire ont été entièrement réalisées ou révisées par l'auteur durant le travail de thèse à l'exception de la Carte 5 et des Figures 11 et 32.
Les explications des légendes et des figures sont volontairement les plus exhaustives possibles pour en faciliter la compréhension et afin qu'elles se suffisent à elles-mêmes.

Introduction

La plaine du Forez localisée dans le département de la Loire, est un bassin d'effondrement encerclé par les reliefs cristallins des Monts du Lyonnais à l'Est et des Monts du Forez à l'Ouest. Ce bassin, profond de plusieurs centaines de mètres en son centre, s'est comblé au tertiaire par des sédiments continentaux provenant des reliefs alentours. Au quaternaire, le fleuve Loire qui traverse la plaine du Sud au Nord, y a déposé ces alluvions, agencées sous forme de terrasses. Ce contexte géologique permet la coexistence de deux types de ressources en eaux souterraines qui sont exploitées à des fins différentes :

- Les formations alluviales superficielles, d'une épaisseur n'excédant pas 15 mètres. Les eaux douces qu'elles contiennent sont notamment exploitées pour l'irrigation et l'alimentation en eau potable ;
- Les niveaux aquifères profonds, présents dans les sédiments tertiaires sous-jacents aux alluvions. Ces niveaux plus favorables à l'exploitation sont répartis de façon irrégulière (verticale et horizontale) sur l'ensemble du graben. Les eaux minérales de ces aquifères profonds sont exploitées le thermalisme (Montrond-les-Bains) ou la mise en bouteille (Badoit à Saint-Galmier).

Le développement démographique et économique des communes de la plaine du Forez implique une demande en eau de plus en plus importante. Par ailleurs, l'activité agricole y est intense, les pressions sur la ressource en eau des aquifères superficiels sont particulièrement importantes en période estivale et ont déjà conduit à des conflits d'usage (sécheresse de l'été 2003). De plus, le développement des activités entraîne une dégradation du potentiel hydrogéologique et une pollution importante des nappes par les nitrates et les pesticides.

Ces problèmes affectant la ressource en eau auront tendance à intensifier les situations de crise dans les années à venir d'où un besoin de plus en plus pressant d'une gestion durable et équilibrée de cette ressource fragile.

Un diagnostic de la ressource en eau issue des formations alluviales a été réalisé dans le cadre du SAGE Loire (Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux qui inclus la plaine du Forez). Ce diagnostic a révélé que les aquifères superficiels présentent une forte vulnérabilité tant quantitative que qualitative et que la connaissance hydrogéologique est insuffisante et mal répartie sur le territoire. Par ailleurs, il apparait que les freins à la mise en œuvre de solutions adaptées aux problèmes de gestion émanent de ce manque de connaissances et de données relatives à l'hydrogéologie de la plaine.

La synthèse approfondie des données et connaissances disponibles a révélé de nombreuses insuffisances dans la description du fonctionnement des aquifères superficiels. En effet, elles ne permettent pas d'appréhender la manière dont fluctue la ressource dans le temps et ne s'intéressent pas à l'origine de la recharge des aquifères superficiels. En l'état actuel, l'exploitation des données et des connaissances ne permet pas la mise en œuvre d'une modélisation numérique des écoulements souterrains à l'échelle des formations alluviales.

Ainsi, à partir des constats déduits de la synthèse des données et des connaissances disponibles, le travail de thèse se focalise sur deux questions d'intérêt hydrogéologique s'inscrivant dans une optique de gestion durable de la ressource en eaux souterraines. La première question concerne l'origine de la recharge des aquifères superficiels, la seconde concerne le fonctionnement transitoire de ces aquifères.

La réflexion sur le fonctionnement transitoire des aquifères alluviaux est fondée sur l'observation de quatre piézomètres de suivi répartis dans les formations alluviales. Les différents signaux piézométriques semblent dévoiler une certaine complexité liée à une diversité de comportements hydrodynamiques qui n'a pas encore été décrite. Dans cette mesure, il est légitime de s'interroger sur les conditions physiques qui permettent d'expliquer les fluctuations piézométriques observées. Ainsi, une partie du travail de thèse porte d'une part, sur l'identification qualitative des propriétés hydrogéologiques à partir de l'analyse des quatre signaux piézométriques et d'autre part, sur la formulation d'hypothèses quant au fonctionnement hydrodynamique transitoire des aquifères. Afin d'en évaluer la vraisemblance physique, ces hypothèses de fonctionnement sont traduites sous forme d'expériences numériques représentant le caractère transitoire des écoulements souterrains. Ces modèles numériques prennent la forme de coupes transversales passant au niveau des quatre piézomètres de suivi.

La réflexion sur l'origine de la recharge des aquifères émane du fait qu'il existe un nombre important de résurgences d'eaux minérales présentes dans le département de la Loire et particulièrement dans la plaine du Forez. Ces sources sont situées soit en bordure de graben (Salt-en-Donzy, Saint-Galmier, Moingt, etc.), soit au sein du graben, proche d'affleurements de necks volcaniques tertiaires (Saint-Romain-le-Puy, Montrond, etc.). Dans ce contexte, il est légitime de s'interroger dans quelle mesure ces remontées d'eaux profondes ne pourraient pas alimenter les alluvions superficielles ? et de savoir si les éventuels flux d'apports profonds sont significatifs vis-à-vis de la recharge par les précipitations ? L'approche géochimique, à travers l'acquisition et l'interprétation de données hydrochimiques (analyses en ions majeurs) et isotopiques ($\delta^{18}0$, $\delta^{2}H$, $\delta^{13}C$ et $A^{14}C$), a été déployée pour identifier et, dans une certaine mesure, quantifier la proportion d'apports profonds. Cette approche géochimique a été appliquée aux quatre piézomètres de suivi mentionnés précédemment.

Il s'agit donc de savoir s'il existe une cohérence entre les résultats obtenus par modélisation physique et par caractérisation géochimique conduisant à une mise en commun des deux approches dans le but de mieux préciser vulnérabilité qualitative et quantitative des aquifères investigués. Il s'agira ensuite de voir si cette approche combinée associant modélisation physique et caractérisation géochimique peut être généralisée à l'échelle des formations alluviales de la plaine du Forez, voir à des contextes hydrogéologiques similaires.

Ce travail de thèse s'inscrit dans une démarche d'amélioration des connaissances hydrogéologiques des alluvions de la plaine du Forez. Cette démarche s'intègre dans les objectifs du Plan Loire Grandeur Nature et en particulier dans les travaux de recherche de la plate-forme RDI (Recherche Données Information).

Le mémoire se décline en quatre parties reflétant la démarche scientifique qui a permis d'aboutir à la mise en place d'une méthodologie d'approche couplée physique et géochimique, adaptée au contexte de la plaine du Forez.

La première partie propose une description des caractéristiques physiques de la plaine du Forez. Le premier chapitre présente les contextes géographique, climatique et hydrologique. Puis, le second chapitre expose, d'une manière générale, les contextes géologique et hydrogéologique du graben forézien.

Cette description du contexte général est importante pour démontrer la vulnérabilité physique des aquifères concernés. Enfin, le troisième chapitre aborde les principaux enjeux et défis auxquels doivent faire face les gestionnaires.

La seconde partie propose un état des lieux critique des données et connaissances relatives à l'hydrogéologie, disponibles dans la plaine du Forez. Le premier chapitre présente les données hydrogéologiques disponibles au niveau des formations alluviales. Ensuite, le second chapitre traite de la connaissance des aquifères alluviaux aux travers d'études de synthèses anciennes. Puis, le troisième chapitre expose les données piézométriques temporelles des alluvions superficielles. Enfin, le quatrième chapitre aborde les données hydrogéochimiques des eaux souterraines disponibles pour les aquifères superficiels et profonds. Cet état des lieux permet d'identifier les insuffisances des données et connaissances vis-à-vis des objectifs actuels de gestion durable et ainsi d'en faire ressortir les questions d'intérêt hydrogéologique qui devront être traitées dans ce travail de thèse.

La troisième partie traite de deux questions hydrogéologiques propres au contexte de la plaine du Forez : l'une traitant de l'origine de la recharge des aquifères alluviaux et la seconde abordant l'identification du fonctionnement transitoire des aquifères. Dans le premier chapitre, des exemples de travaux de caractérisations hydrogéologiques dans le contexte de bassins sédimentaires intracontinentaux seront brièvement présentés. Dans le second chapitre, des hypothèses seront formulées afin de répondre aux deux questions d'intérêt hydrogéologique : l'origine de la recharge sera abordée sous l'angle de la géochimie des écoulements, le fonctionnement transitoire des aquifères sera abordée sous l'angle de la physique des écoulements. Dans le troisième chapitre, les modalités de mise en œuvre de la méthodologie couplée physique et géochimie seront développées ; ceci afin de confronter les hypothèses de fonctionnement établies à partir des données et des connaissances examinées et synthétisées en parties I et II.

La quatrième partie expose les résultats et discussion des approches physique et géochimique, respectivement dans un premier et un second chapitre. Par ailleurs, ces deux chapitres donnent lieu à une interprétation et une analyse critique des résultats ainsi que les pistes d'amélioration de la méthodologie.

Partie I : Description du site d’étude

Cette partie propose une description générale de la plaine du Forez et se décline de la façon suivante.

Un premier chapitre présente le contexte géographique, climatique et hydrologique ; le second chapitre décrit de façon sommaire le contexte géologique et hydrogéologique ; le troisième chapitre pointe les principaux enjeux de la ressource en eaux dans la plaine du Forez et enfin la conclusion de la première partie énonce les objectifs principaux de la thèse.

Cette description générale est notamment basée sur une sélection de travaux de recherche non exhaustive. L'accent a été mis sur la caractérisation des singularités de la plaine du Forez. Ces singularités (géologique, géographique, hydrologique, climatique, etc.) soulèvent des questions hydrogéologiques souvent complexes.

Chapitre 1 - Contexte géographique, climatique et hydrologique

Ce chapitre traite dans un premier paragraphe du contexte géographique décrivant les grandes caractéristiques physiques et anthropiques propres au territoire et dans un second paragraphe des singularités climatiques et hydrologiques.

I.1.1. Contexte géographique

I.1.1.1. Géographie physique

La plaine du Forez est un territoire de 750 km², situé dans la partie orientale du Massif Central (Carte 1). Ce territoire entièrement fermé, de forme ovoïdale, s'étend sur une longueur de 40 km suivant un axe NNO-SSE et une largeur de 20 km au maximum en son centre. L'altitude moyenne de la plaine varie entre 320 m et 400 m. Seuls émergent de la plaine quelques reliefs volcaniques comme les Monts d'Uzore culminant à 534 m et Saint-Romain-le-Puy à 497 m.

La plaine est encadrée par les monts du Forez à l'Ouest (culminant à 1640 m à Pierre-sur-Haute) et par les monts du Lyonnais à l'Est (culminant à 934 m au signal de Saint-André). Deux seuils ferment ce bassin, avec au Sud le seuil du Pertuiset et au Nord le seuil de Neulisse [POULARD, 2001] ; [MIMOUN, 2004] ; [ECH-CHERIF EL KETTANI, 1996].

La plaine est traversée sur sa partie orientale par le fleuve Loire qui s'écoule du Sud au Nord.

La situation géographique particulière de la plaine du Forez a des répercussions sur le climat local, l'hydrologie et l'hydrogéologie mais aussi sur la gestion des ressources naturelles (par exemple l'eau, les granulats, etc.), le développement des activités économiques et l'aménagement du territoire.

I.1.1.2. Géographie humaine

La plaine du Forez compte une soixantaine de communes pour un nombre total d'habitants supérieur à 130 000 (INSEE 2010). Les villes principales sont Montbrison (14 931 hab. en 2008), Saint-Just-Saint-Rambert (14 809 hab. en 2006), Andrézieux-Bouthéon (9 675 hab. en 2009), Veauche (8 420 hab. en 2008), Feurs (7 561 hab. en 2008), Saint-Galmier (5 659 hab. 2007) et Montrond-les-Bains (4 652 hab. en 2008). La majorité de la population étant essentiellement concentrée au Sud de la plaine, à proximité de l'agglomération stéphanoise qui s'étend plus au Sud-Est.

La population des grandes villes du département de la Loire (Saint-Etienne et Roanne) a tendance à diminuer au profit des agglomérations périphériques mais aussi au profit des villes de la plaine du Forez.

Les paysages de la plaine du Forez sont affectés par certaines activités parmi lesquels on peut citer l'agriculture, la pisciculture et l'exploitation de granulats.

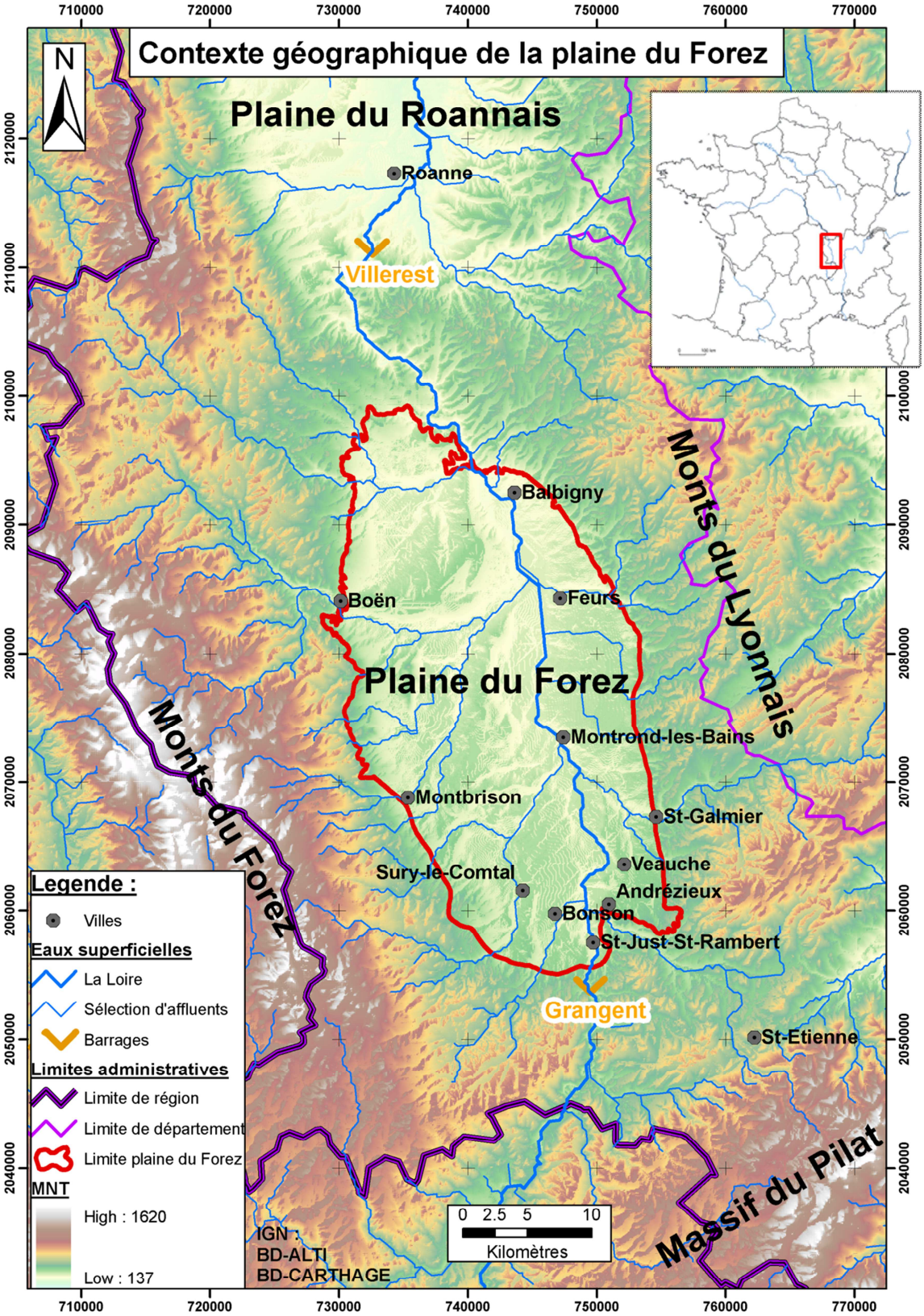
Sur une grande partie orientale de la plaine, les dépôts limoneux concédés par la Loire constituent des secteurs agricoles fertiles. Ainsi, l'activité agricole, importante sur le territoire, se partage entre la culture et l'élevage. Pour la culture, environ 14 000 ha sont dédiés aux céréales, 10 000 ha pour les cultures fourragères et 26 000 ha sont toujours en herbe. Les cultures ainsi produites servent localement, presque exclusivement, au nourrissage du bétail. Pour l'élevage, on compte environ 45 000 bovins (dont 16 000 laitières) et 25 000 porcins [BETHEMOND, 2000] ; [SEBASTIEN, 2006].

Les très nombreux étangs artificiels (environ 310, couvrant 1500 ha) que compte la plaine du Forez sont propices à l'activité piscicole (carpes, tanches, brèmes, brochets, etc…). Ces étangs datent pour la plupart du Moyen Age et offrent des rendements de 600 kg/ha, qui sont non négligeables [BETHEMOND, 2000].

L'activité industrielle est peu importante et concentrée dans les zones péri-urbaines des plus grandes villes. L'activité la plus marquante/impactante pour le paysage étant l'exploitation actuelle et passée de granulats en bordure du fleuve.

Ainsi, on distingue alors dans la plaine du Forez plusieurs types de paysages le plus souvent façonnés et aménagés par l'homme dont la richesse faunistique et floristique est importante [SEBASTIEN, 2006] :

- Fleuve, affluents et cours d'eau,
- Etangs avec rives boisées,
- Gravières en bordure de fleuve,
- Paysages agricoles constitués de pâturages et monocultures,
- Boisements constitués de chênaies, peupleraies, quelques résineux et haies,
- Paysages urbains et péri-urbains au sud (zones industrielles et lotissements).



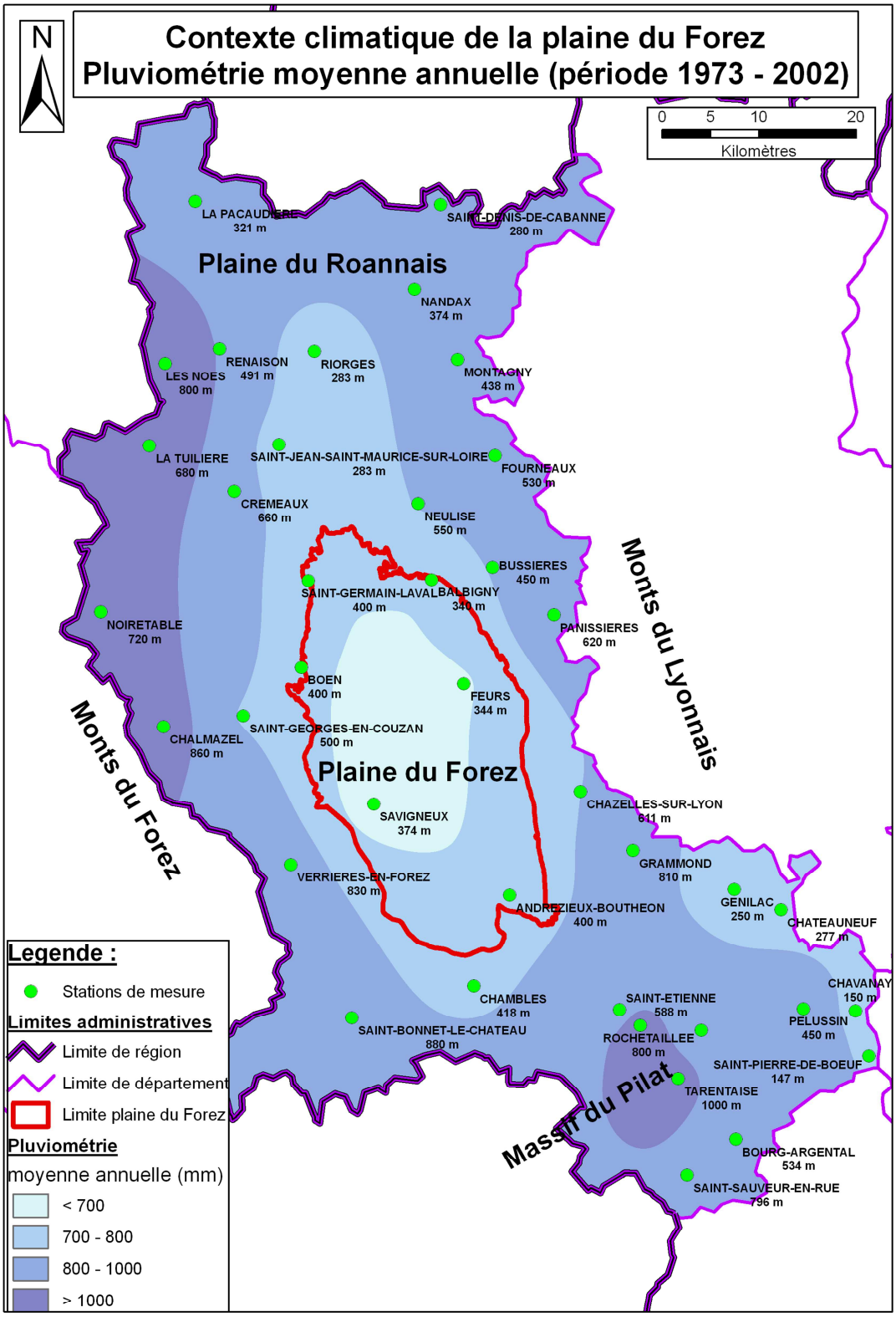
Carte 1 - Contexte géographique de la plaine du Forez.

I.1.2. Contexte climatique et hydrologique

I.1.2.1. Contexte climatique

La Carte 2 présente la répartition des précipitations annuelles moyennées sur la période 1973 – 2002 (synthèse de données Météo France réalisée par Gal [2005]) à partir d'une quarantaine de stations réparties dans la Loire. Les zones les plus humides sont les monts du Forez et le massif du Pilat avec plus de 1100 mm par an, les monts du Lyonnais quant à eux ont environ 900 mm de précipitation par an.

La position d'encaissement de la plaine lui confère un mésoclimat tempéré de type continental [BETHEMOND, 2000], marqué par des hivers assez froids (3 à 4°C) avec de nombreux jours de gels (81 en moyenne par an) et des étés assez chauds (19 à 20°C) [POULARD, 2001]. Les vents de secteur NO dominent largement en été et au printemps, les vents de secteur S-SE dominent en hiver. La plaine du Forez est abritée des flux océaniques par les Monts du Forez, protégée des flux de Sud par le massif du Pilat et des courants provenant du N-NO par le seuil de Neulise [GAL, 2005].



Carte 2- Pluviométrie moyenne annuelle sur la période de 1973 – 2002 dans le département de la Loire. Les hauteurs d'eau enregistrées varient de 620 mm au minimum dans la plaine et de 1240 mm au maximum dans les reliefs du Forez et du Pilat.

L'effet de foehn est marqué dans la plaine du Forez, les quantités de précipitations, bien que variées d'une année sur l'autre, sont en moyenne assez faibles par rapport au contexte régional avec environ 700 mm par an. La saison la plus sèche est l'hiver, en particulier les mois de janvier, février et mars (Figure 1). Les périodes les plus humides sont l'été et l'automne (Données Météo France à la station d'Andrézieux-Bouthéon entre 1995 et 2010). Toutefois, il faut noter que les variations de pluviosité entre une année sèche (1997 avec 490 mm) et une année pluvieuse (2008 avec 946 mm) peuvent être importante (plus de 50 %).

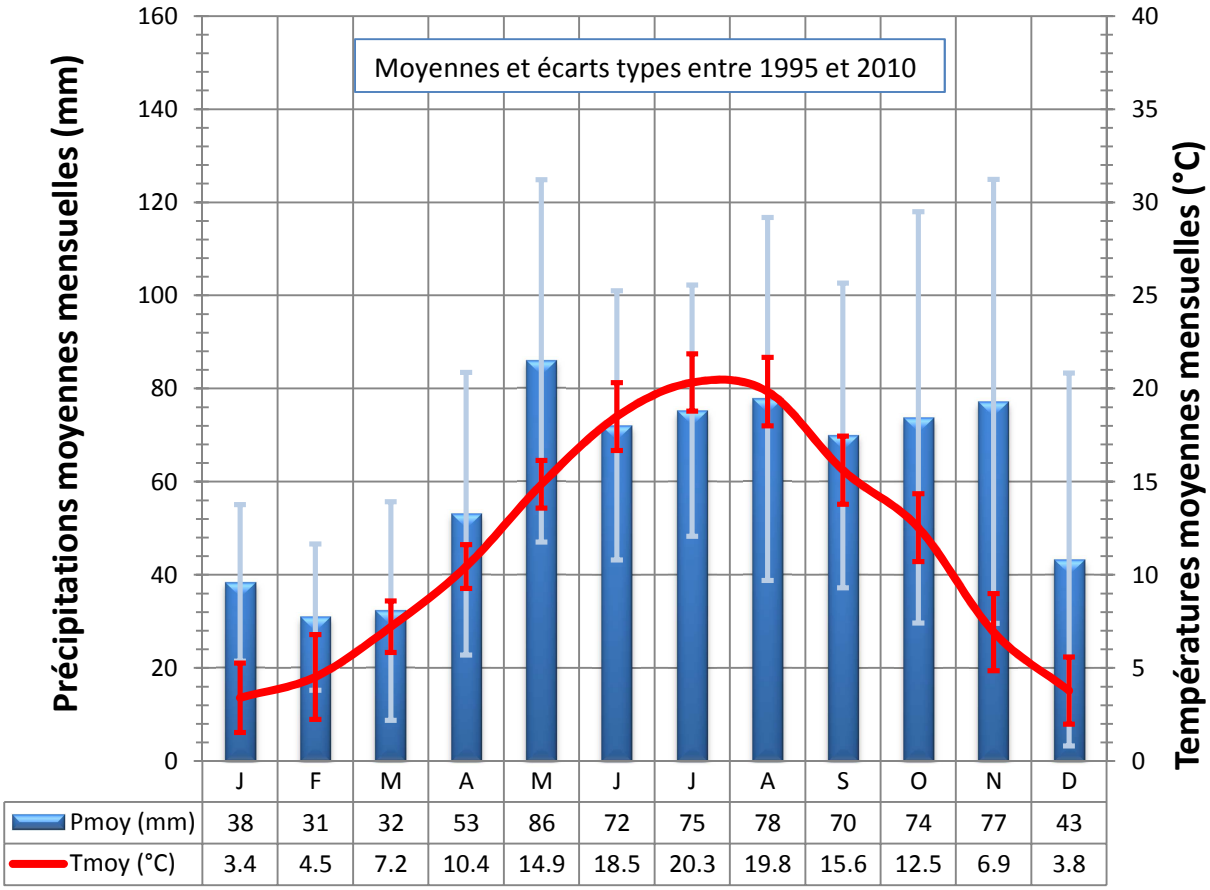


Figure 1 – Diagramme climatique présentant les précipitations et les températures moyennées sur la période 1995 – 2010 pour la station d'Andrézieux-Bouthéon (Données Météo France).

Ces données de Météo France (Températures et Précipitations) sur la période de 1995 – 2010 ont par ailleurs permis d'estimer la répartition temporelle de la recharge des aquifères superficiels aux cours des cycles hydrologiques. Les détails de l'estimation de la recharge sont présentés au chapitre 2 de la partie III.

I.1.2.2. Contexte hydrologique

La plaine du Forez se situe en Loire « amont » dans le bassin hydrographique Loire Bretagne. L'hydrologie est marquée par des étiages sévères notamment liés au contexte géologique (partie I, chapitre 2). Une opposition marquée apparaît entre les affluents des deux rives, due principalement à une différence d'ampleur entre les reliefs Ouest et Est. En rive gauche, les affluents issus des Monts du Forez (Lignon et Vizézy) ont des régimes pluvio-nivaux soutenus, et présentent parfois de violentes crues. En rive droite, les bassins versants des affluents issus des Monts du Lyonnais (Coise, Toranche, Loise) sont plus modestes [MIMOUN, 2004].

La majorité des affluents et le fleuve sont encaissés par rapport à la topographie, témoignant d'une incision marquée [MIMOUN et al, 2005].

Le débit moyen de la Loire au niveau de Montrond-les-Bains est modeste avec environ 40 m^3/s, mais son régime est très contrasté, marqué tantôt par des étiages sévères (moins de 5 m^3/s à la sortie du barrage de Grangent), tantôt par de rapides montées des eaux et des crues importantes (environ 3000 m^3/s à la sortie du barrage de Grangent en novembre 2008). En amont de la plaine du Forez, la Loire est influencée par des averses cévenoles violentes et rapides mais aussi par des flux océaniques générant des pluies plus faibles mais plus longues.

Dans la plaine, ces débits sont aussi influencés par le prélèvement du canal du Forez (visible en Carte 6) et du fonctionnement du barrage hydroélectrique de Grangent (Carte 1) qui tend à réguler le régime hydrologique naturel du fleuve notamment en jouant un rôle de soutien d'étiage. Le turbinage peut provoquer des variations journalières du niveau d'eau proche de 0,5 mètre au niveau de Feurs [MIMOUN, 2004].

La Loire et les principaux affluents sont à l'origine de la formation des aquifères superficiels (description au chapitre 2 de la partie I). La pente le long du linéaire de la Loire est relativement faible (légèrement supérieure à 1‰), ce qui explique son tracé où alternent méandrage et tressage. Le lit naturel du fleuve a subi deux types d'altérations par endiguement et surtout par exploitation de gravières [BETHEMOND, 2000].

Pour résumer, l'hydrologie au niveau de la plaine du Forez est d'une part, naturellement très contrastée, ayant des effets bénéfiques pour l'agriculture, la faune, la flore, etc. mais aussi des effets néfastes tels que les crues dévastatrices et d'autre part, fortement anthropisée du fait de la présence de barrages, de digues, de gravières, etc.

Pour conclure, le territoire de la plaine du Forez est singulier de par ses caractéristiques géographiques, climatiques et hydrologiques. Son développement démographique et économique actuel implique une demande en eau de plus en plus importante et donc une gestion devant satisfaire les besoins et les usages durablement. Les chapitres suivants proposent en premier lieu, une présentation du contexte géologique et hydrogéologique général, puis en second lieu, les besoins, enjeux et problématiques de la ressource en eau dans la plaine du Forez sont abordés.

Chapitre 2 – Contexte géologique et hydrogéologique

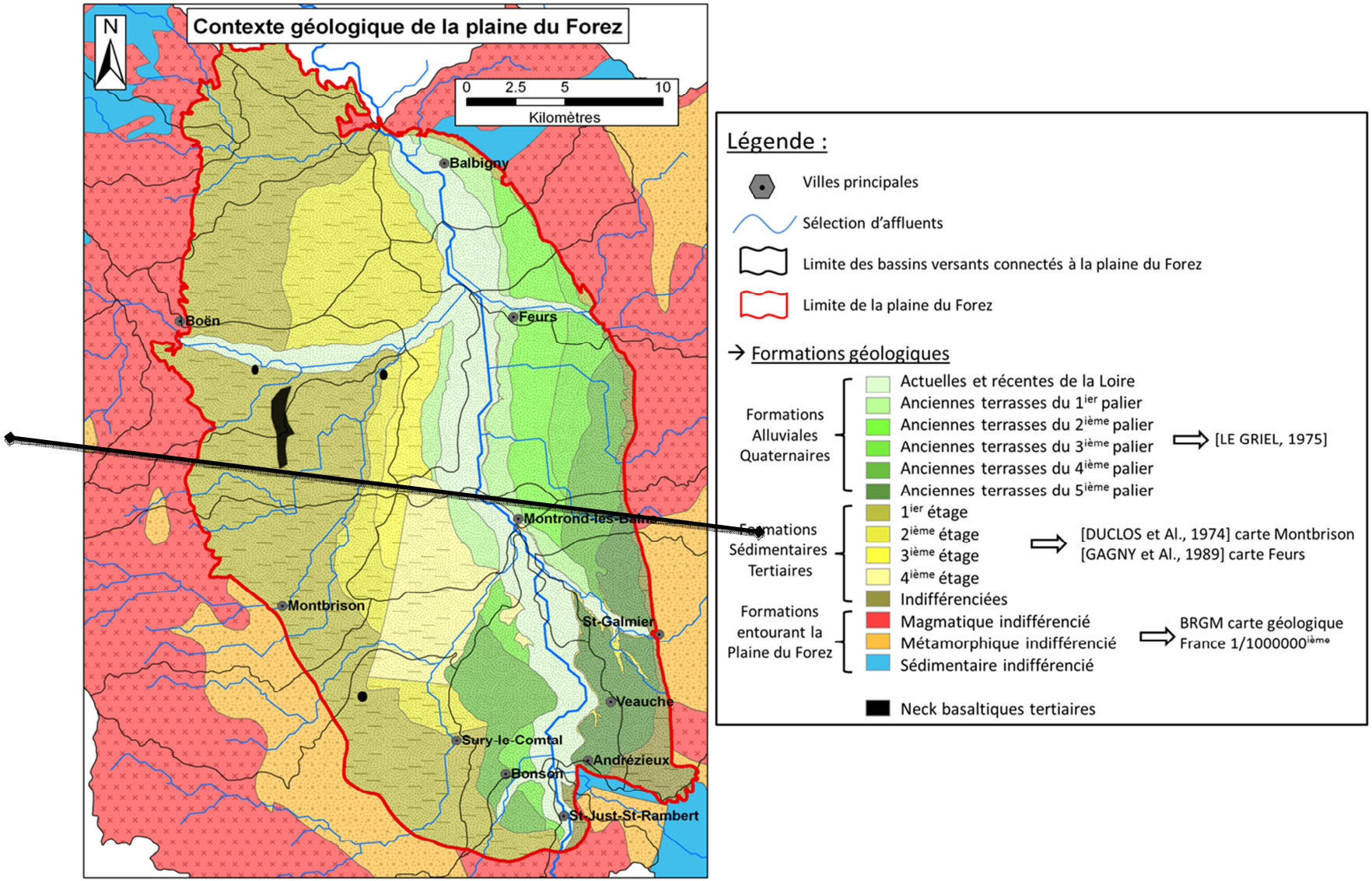
Ce chapitre fait écho au précédent et présente de façon sommaire le contexte géologique et hydrogéologique de la plaine du Forez (le contexte hydrogéologique est décrit en détail en partie II). Dans un premier temps, une rétrospective des principaux travaux de recherche sur la caractérisation des formations géologiques est réalisée, suivie d'une présentation des grandes lignes de l'histoire géologique de la plaine du Forez.

Dans un second temps, les formations géologiques présentant un potentiel hydrogéologique sont décrites sommairement dont les aquifères superficiels et les aquifères profonds.

I.2.1. Contexte géologique

I.2.1.1. Les principaux travaux de recherche

La géologie de la plaine du Forez a suscitée l'intérêt des chercheurs précocement. Les premières descriptions remontent au XIXème siècle avec les travaux de Grüner [1857] et Le Verrier [1889]. Puis bien après, il faudra attendre la thèse de Duclos en 1967, qui a profité de la campagne de forages profonds dans le cadre d'une prospection de gisements uranifères réalisée par le C.E.A., pour affiner encore la description stratigraphique et structurale du graben du Forez. Duclos y décrit notamment quatre étages dans les dépôts tertiaires. De nombreux travaux se sont succédés, bénéficiant conjointement d'avancées techniques (en géochimie, minéralogie, palynologique, écologique, etc.), d'une collecte de données plus importante et de l'évolution des courants de pensées sur la géologie géomorphologique, lithostratigraphique et structurale. Parmi ces travaux, on peut notamment citer Tomas [1971 et 1997], Le Griel [1975 et 1981] et Larqué [1981]. La synthèse géologique la plus récente, a été réalisée par Ech-Cherif El Kettani [1996] au cours de ses travaux de thèse. Le territoire de la plaine du Forez comprend deux cartes géologiques au 1/50 000ième, celle de Feurs [GAGNY et Al., 1989] dans sa partie Nord et celle de Montbrison [DUCLOS et Al., 1974] dans sa partie Sud. Par ailleurs, d'autres cartes issues de Le Griel [1975 et 1991] et Larqué [1981] représentent plus spécifiquement et précisément les formations superficielles (notamment les formations alluviales). Dans le cadre de ce travail, une synthèse de ces cartes est proposée en Carte 3.



Carte 3 - Carte géologique simplifiée de la plaine du Forez.

I.2.1.2. Histoire géologique

Le bassin sédimentaire du Forez inclue les sédiments tertiaires et les alluvions quaternaires. D'un point de vue tectonique, ce bassin est un graben enclavé au sein de reliefs taillés dans les terrains métamorphiques et plutoniques appartenant à la chaîne varisque. Comme le décrit Ech-Cherif El Kettani [1996], le bassin est dominé :

- à l'Est par les Monts du Lyonnais, vaste plateau constitué de granites hercyniens et de terrains métamorphiques du paléozoïque inférieur, et de la série Brevenne datée du Protérozoïque supérieur ;
- à l'Ouest par les reliefs escarpés des Monts du Forez à terrains granitiques et métamorphiques (Granite d'anatexie et gneiss anatectique du Velay).

L'histoire géologique du graben du Forez débute au cours du tertiaire, l'orogénèse alpine a engendrée, au niveau de l'actuelle plaine du Forez, la formation d'un fossé d'effondrement (illustré en Figure 2). Au fur et à mesure de son effondrement, le graben du Forez s'est peu à peu comblé par des sédiments continentaux, fluviatiles et lacustres attribués à l'Oligo-Miocène [ECH-CHERIF EL KETTANI, 1996]. La dynamique de sédimentation a variée au cours du tertiaire sous le contrôle de la tectonique et du climat. Ces formations tertiaires peuvent s'apparenter à des alternances de couches plurimétriques de granulométrie variable. Ces couches sont plus ou moins continues latéralement du fait de la dynamique de sédimentation. La superposition de ces couches peut atteindre une épaisseur de plus de 800 mètres au centre du bassin (Figure 2). Bien que le spectre granulométrique des sédiments soit très variable, on trouve une composante argileuse dans une très large majorité des alternances.

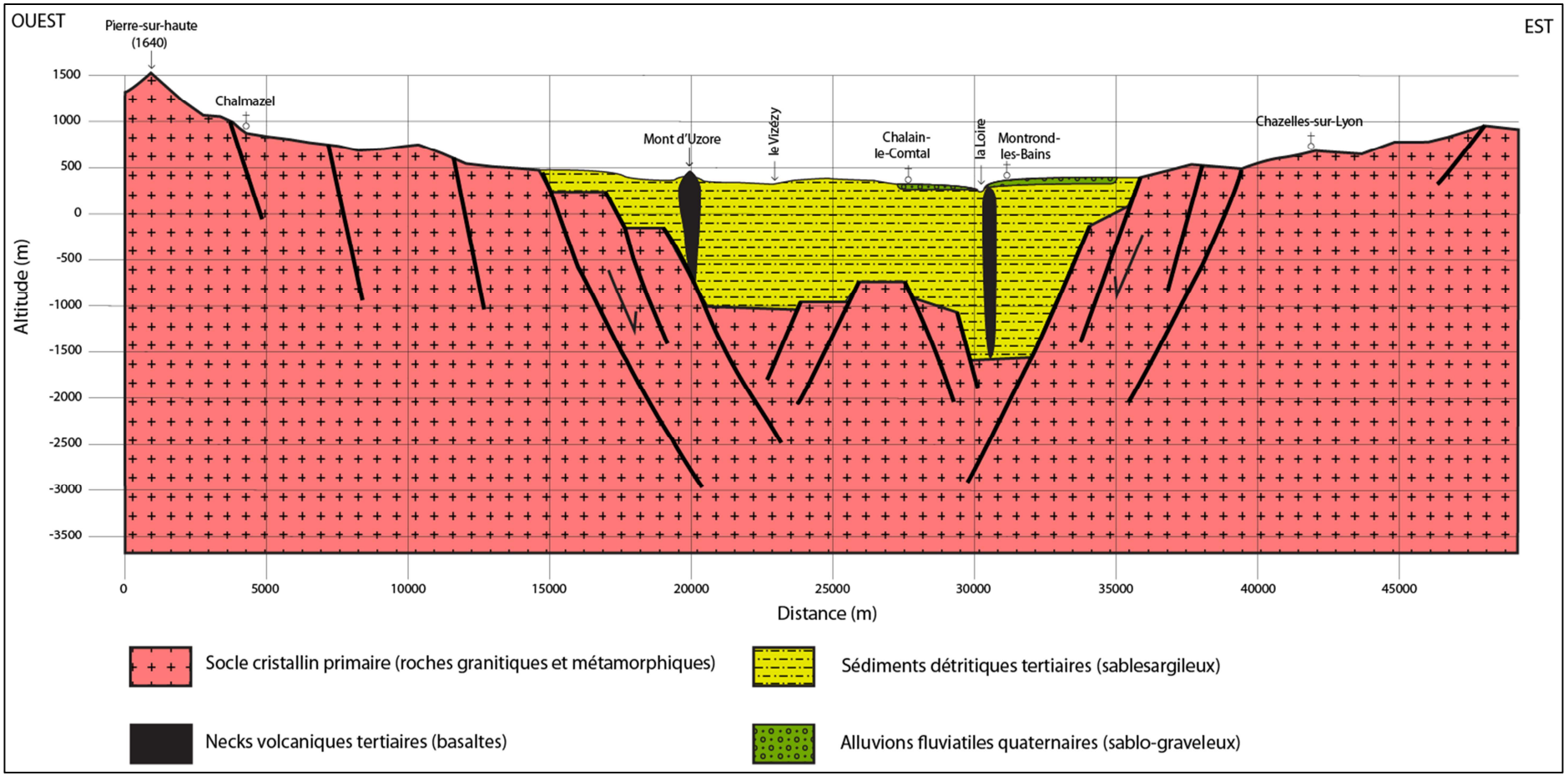


Figure 2 - Coupe géologique schématique (d'après Ech-Cherif El Kettani [1996] révisée RE-BAHUAUD) du graben du Forez au niveau du trait de coupe de la Carte 3. L'épaisseur des formations alluviales est exagérée pour être visible.

Au cours du tertiaire, deux grandes phases marquantes ont été caractérisées par Larqué [1981], avec :

- Au paléogène, les dépôts les plus grossiers (conglomérats, blocs, etc.) se retrouvent préférentiellement en bordure de bassin. Ces dépôts de bordure sont agencés sous forme d'écailles ou de lentilles qui sont caractéristiques des chenaux torrentiels et marquent un hydrodynamisme important. Entre le centre du bassin et les bordures, on retrouve des dépôts sableux et argilo-sableux marquant un hydrodynamisme plus faible. Le centre du bassin correspondant à la zone la plus profonde, seule la charge en suspension y parvient et donne notamment lieu à des dépôts d'argiles plastiques, argiles-sableuses et marnes (Figure 3). Cette période de dépôt est marquée par une évaporation intense sous un climat chaud [ECH-CHERIF EL KETTANI, 1996] ; [LARQUE, 1981].

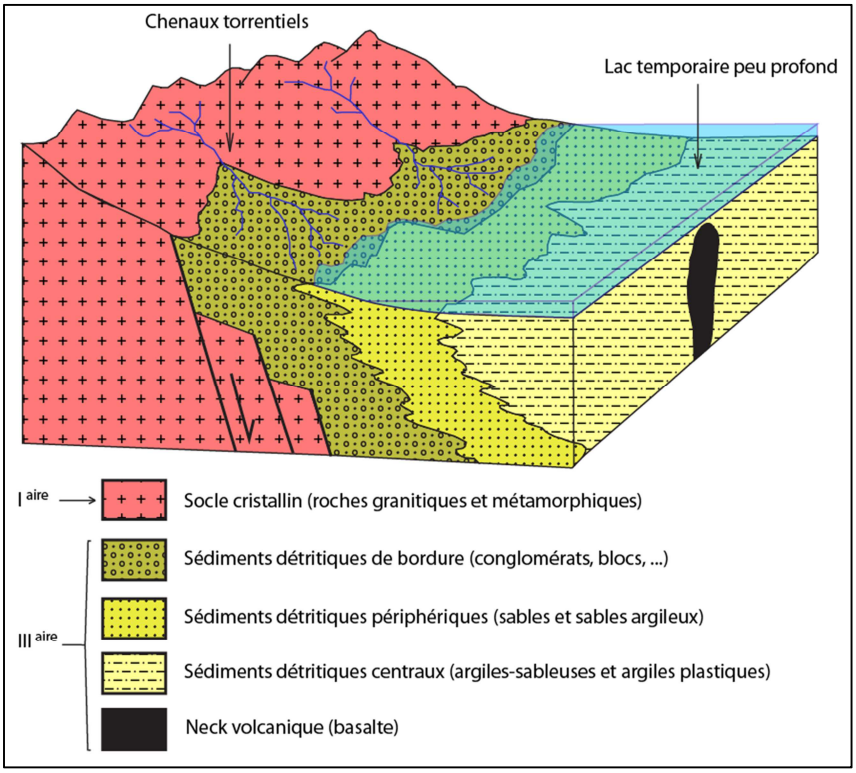
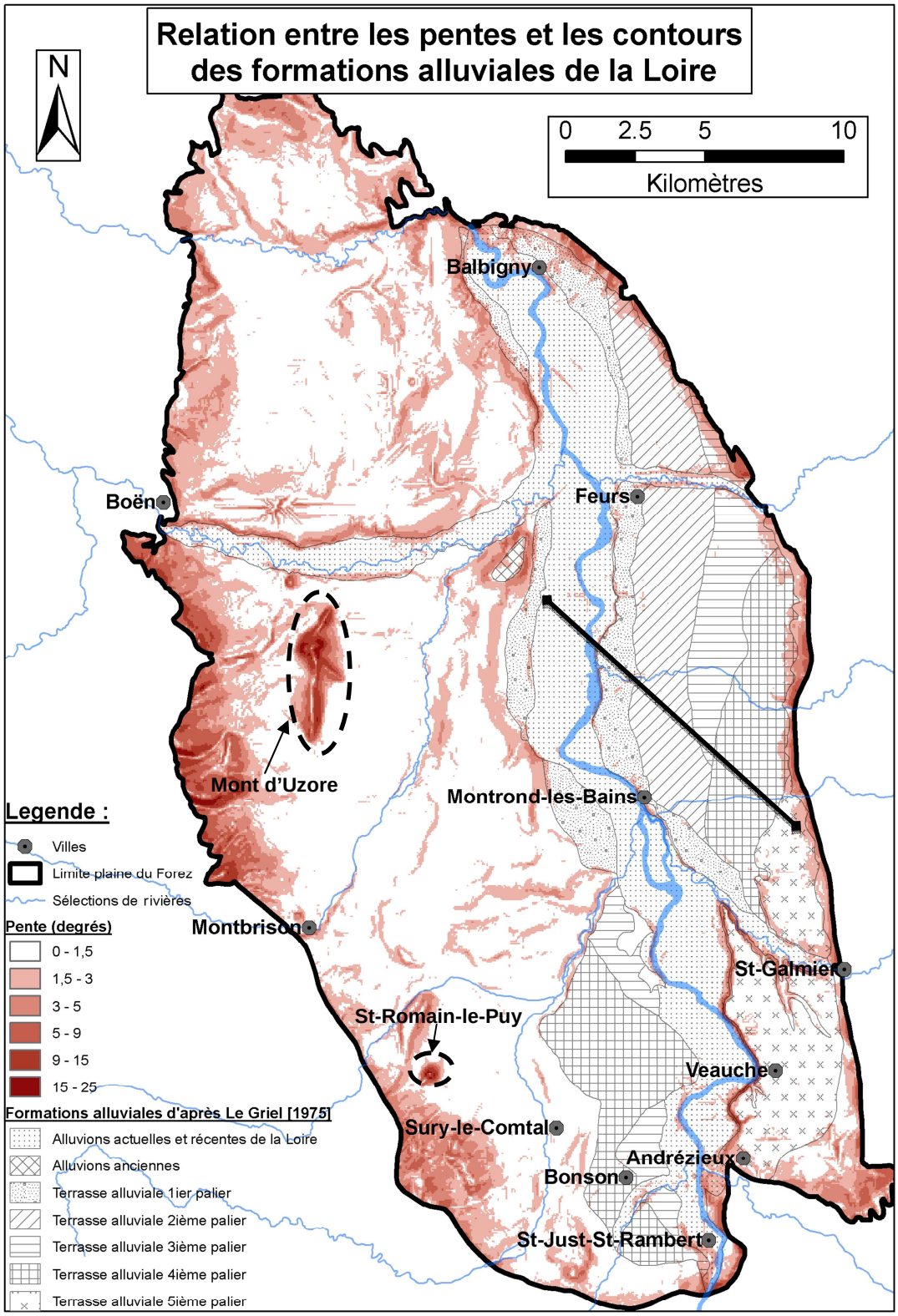


Figure 3 - Dépôts continentaux (d'après Beauchamp [2011] révisé RE-BAHUAUD).

- Au néogène, le soulèvement des bordures de la plaine, le rafraichissement des températures et l'augmentation d'humidité sont à l'origine de la reprise de l'érosion. Le confinement de la plaine s'arrête avec la mise en place de la vallée de la Loire qui a creusé des gorges assez profondes en amont et en aval de la plaine du Forez [ECH-CHERIF EL KETTANI, 1996] ; [LARQUE, 1981] ; [POULARD, 2001]. Le volcanisme s'est manifesté au cours de cette période et a perturbé plus ou moins la sédimentation. Actuellement, quelques intrusions basaltiques affleurent du fait de l'érosion différentielle. Les affleurements forment des petits reliefs comme à Marcilly-le-Châtel (mont d'Uzore) ou à Saint-Romain-le-Puy (Carte 4).

Le quaternaire est marqué par la mise en place d'un régime fluviatile traversant la plaine du Sud vers le Nord. La dynamique fluviatile est caractérisée par l'alternance de phases d'incision en période interglaciaire et de phases de dépôt en période glaciaire. Cette alternance permet d'expliquer la

superposition et l'enchevêtrement des terrasses alluviales les unes par rapport aux autres. L'agencement des terrasses donne parfois lieu à des ruptures de pentes marquées, illustrée en Carte 4.



Carte 4 - Relation entre les pentes et les contours des formations géologiques superficielles.

Suivant l'intensité du creusement entre deux périodes glaciaires, deux types de configurations de terrasse sont mises en place (illustrées en Figure 4).

Les terrasses sont dites « étagées » lorsque l'incision est suffisamment intense pour mettre à nu le substrat tertiaire entre deux périodes glaciaires (par exemple la limite entre les alluvions récentes et la terrasse de Feurs).

Les terrasses sont dites « emboîtées » lorsque l'incision est moins importante et qu'il reste une certaine continuité entre deux dépôts successifs (par exemple la limite entre la terrasse de Montrond et la terrasse de Feurs).

Il va de soi que la cartographie est rendu plus difficile lorsque la configuration des terrasses est emboîtée.

A partir des descriptions de Le Griel [1975], Larue [(a) et (b) 2007] et de Ech-Cherrif El Kettani [1996], six niveaux de terrasses sont distingués (elles sont représentées en plan sur la Carte 4 et en coupe sur la Figure 4) On peut noter la présence anecdotique d'une septième terrasse résiduelle au Sud de Saint-Just-Saint-Rambert, elle est perchée 70 m au dessus du niveau de la Loire actuelle et couvre une faible surface. Comme l'illustre la Carte 4, la symétrie des terrasses entre la rive droite et la rive gauche n'est pas respectée. D'une manière générale elles sont plus développées en rive droite. Parfois, certains niveaux de terrasses qui apparaissent en rive droite sont totalement absents en rive gauche du fait notamment de l'érosion.

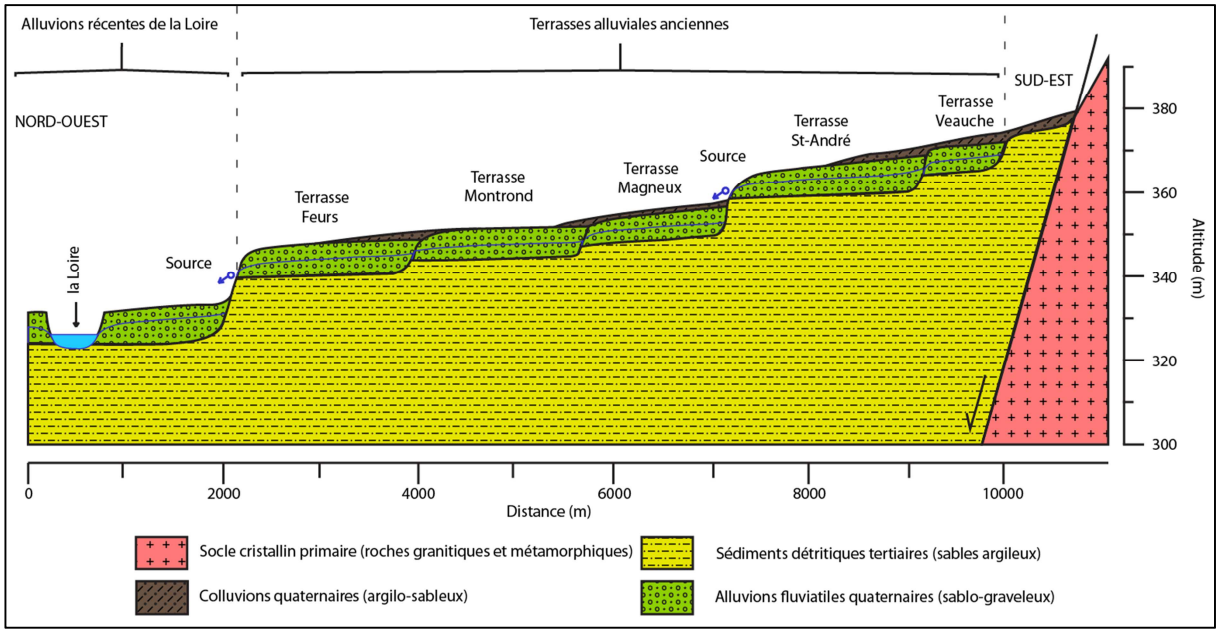


Figure 4 - Coupe géologique schématique NO/SE des formations alluviales en rive droite de la Loire au niveau du trait de coupe de la Carte 4 (inspirée par Le Griel [1975] modifié RE-BAHUAUD).

De prime abord, le relief relativement régulier de la plaine et son histoire géologique en apparence prosaïque laissent à croire une certaine simplicité. En réalité, cette simplicité apparente, dévoile dans ses détails quelques singularités topographiques témoins d'une histoire géologique mouvementée et compliquée.

Cette complexité du détail, souvent décrite dans la littérature, a des répercussions sur les écoulements souterrains. Malgré quelques divergences d'interprétations, les différents auteurs s'accordent sur les difficultés rencontrées, d'une part, pour dater précisément les dépôts tertiaires (peu ou pas de marqueurs chronostratigraphiques) et d'autre part, pour discriminer certains dépôts les uns vis-à-vis des autres du fait de la monotonie et du peu de contraste des formations continentales [ECH-CHERIF EL KETTANI, 1996].

Ces difficultés ont notamment des répercutions sur la différenciation entre formations d'âges tertiaires entres elles mais aussi de la différentiation entre formations d'âges tertiaires et formations d'âges quaternaires (alluvions et colluvions). Ces problèmes de différenciation se traduisant par des incohérences entre les cartes géologiques juxtaposées au 1/50 000ième de Feurs et Montbrison (les problèmes de différenciation affectant la cartographie des formations géologiques sont illustrés en Annexe 1). Les grandes hétérogénéités au sein des formations tertiaires rendent difficile la cartographique des zones d'intérêt hydrogéologique et peuvent induire des confusions entre formations d'âge tertiaire et quaternaire. Pour la même raison, il est encore plus difficile de cartographier les niveaux aquifères profonds.

I.2.2. Contexte hydrogéologique

Les ressources en eaux souterraines sont dépendantes de la nature des roches constituant les réservoirs aquifères. Selon le caractère perméable ou imperméable des roches concernées, elles sont plus ou moins aptes à pouvoir stocker de l'eau dans le sous-sol et à la restituer plus ou moins facilement au milieu superficiel.

Comme il a été vu précédemment, deux types de formations géologiques répondent à ces critères, les niveaux aquifères inclus dans les formations sédimentaires tertiaires et les formations alluviales quaternaires.

La description hydrogéologique sommaire de la plaine du Forez se base notamment sur :

- Pour les sédiments tertiaires, des logs forages commentés qui ont été réalisés par le C.E.A. ;
- Pour les alluvions quaternaires, des repérages terrain, des campagnes piézométriques et du document de synthèse « Contribution des Services Extérieurs du Ministère de l'Agriculture à la connaissance des ressources en eaux souterraines dans le département de la Loire » de décembre 1981 [CASTEX, 1981].

Une synthèse critique détaillée incluant de plus amples sources de données et connaissances hydrogéologiques est présentée dans la deuxième partie du mémoire.

Ces formations, qu'elles soient superficielles (alluvions quaternaires) ou profondes (sédiments tertiaires), ont des caractéristiques hydrogéologiques particulières et sont toutes deux exploitées mais à des fins différentes.

I.2.2.1. Aquifères alluviaux quaternaires

Pour les aquifères superficiels, les alluvions récentes et anciennes de la Loire constituent la ressource souterraine de loin la plus exploitée notamment pour l'irrigation et pour l'alimentation en eau potable (AEP).

Le matériel alluvionnaire de ces aquifères a une épaisseur modeste, souvent inférieur à 5 mètres et peut être très variable au sein d'une même terrasse. D'après Le Griel [1984], la granulométrie des alluvions est très variable elle aussi. A partir des observations faites dans les gravières (illustration du matériel alluvionnaire en Photo 1 ci-après), la taille moyenne des particules décroît de bas en haut. La base est marquée par la présence d'un pavage de blocs, d'autant plus gros qu'on se trouve plus à l'amont de la plaine. Des lentilles de galets emballés dans une matrice de graviers et de sables grossiers viennent ensuite. Elles sont entrecoupées de lentilles sableuses, rares dans la partie inférieure puis de plus en plus nombreuses.

Les perméabilités de ce matériel sablo-graveleux s'étend de 10^{-4} à 10^{-3} m/s pour des transmissivités assez faible du fait d'une épaisseur mouillée assez faible elle aussi. Les alluvions reposent sur un substratum imperméable ou peu perméable constitué par les formations tertiaires.

Pour les alluvions récentes présentes en rive droite et gauche de la Loire, elles sont largement drainées par le fleuve sur une très grande partie du linéaire et ce aussi bien en basses eaux qu'en hautes eaux. Ainsi, les courbes piézométriques sont obliques par rapport à l'axe de la Loire et les gradients hydrauliques observés sont de l'ordre de 0,3 ± 0,15 %.

Bien que le fleuve soit très largement drainant, une alimentation des nappes alluviales récentes est suspectée en entrée de certains méandres comme c'est notamment le cas au niveau de la boucle de Babligny et très localement au niveau des seuils de Saint-Just-Saint-Rambert et Feurs. Ces seuils jouent d'ailleurs un rôle de soutien d'étiage des nappes pour assurer la pérennité des captages des villes susmentionnées. Par ailleurs, les crues de la Loire peuvent jouer un rôle de réalimentation des nappes par débordement et inversion de gradient.

Du fait de l'incision actuelle de son lit, la Loire coule sur les sédiments tertiaires sur quasiment l'ensemble de son linéaire et se retrouve dans une position encaissée par rapport à ses propres alluvions. Cette position particulière scinde l'aquifère des alluvions récentes en deux, il n'y a pas d'échange possible entre rive droite et rive gauche (rôle de barrière hydraulique sans sous écoulement possible).

Il est intéressant de noter qu'au niveau du lit majeur de la Loire, les alluvions sont recouvertes par une couche d'alluvions (limons) extrêmement fines déposées lors des crues.

La nappe est supposée libre sur l'ensemble des alluvions récentes, l'alimentation s'effectuant en partie par l'infiltration partielle des précipitations et par le déversement des terrasses. Une autre partie de l'alimentation pas ou peu décrite semble provenir des formations sédimentaires tertiaires sous-jacentes ou latérales aux alluvions.

Pour les terrasses alluviales présentes en rive droite et gauche de la Loire, les écoulements souterrains s'effectuent dans le premier cas de l'Est vers l'Ouest (Figure 4) et inversement dans le second cas. Les courbes piézométriques sont grossièrement parallèles aux courbes de niveau topographique. Le gradient hydraulique des nappes des terrasses est assez important, de l'ordre de grandeur des pentes topographiques, soit environ 0,5 ± 0,3 %. Les directions et les gradients sont perturbés par des singularités hydrogéologiques locales telles que la présence de cours d'eau en grande majorité drainants, la présence de pompages importants ou encore la transition hydraulique d'une terrasse à une autre. A ce sujet, plusieurs configurations géomorphologiques donnent lieu à différentes configurations hydrogéologiques.

Pour les terrasses « emboîtées », la transition hydraulique est supposée continue, la terrasse supérieure se déversant dans son homologue inférieure sans qu'un colmatage particulier ne soit suspecté.

Pour les terrasses « étagées », la transition hydraulique est discontinue, le niveau topographique recoupe le niveau piézométrique donnant lieu à la présence de sources de suintement. Ces sources remarquables sont particulièrement visibles en été lorsque les sols sont secs. C'est notamment le cas de la photo 1 prise à Craintilleux en rive gauche de la Loire et de la source située à Bouthéon dans les pentes du château en rive droite de la Loire. Dans cette configuration hydrogéologique, seule une partie du débit de la terrasse surplombante atteint l'aquifère inférieur, l'autre partie du débit est reprise par évaporation (ou évapotranspiration).

Il n'est pas rare que les terrasses soient recouvertes totalement ou partiellement par des colluvions argilo-sableuses (une représentation schématique est proposée en Figure 4). Cette couverture n'est pas toujours indiquée sur les cartes géologiques et quand elle l'est, sa continuité latérale est particulièrement discutée. En effet, cette couverture a des implications déterminantes du point de vue hydrogéologique. Sa présence peut limiter voir empêcher la recharge des nappes par les précipitations (voir l'avis informel de l'Ecole des Mines présenté en Annexe 2). Par ailleurs, du fait de cette couverture plus ou moins continue, la nappe est par endroit semi-captive à captive.

A l'instar des alluvions récentes, la recharge des terrasses anciennes semble provenir en partie de l'infiltration partielle des précipitations et du déversement des terrasses disposées à l'amont hydraulique.

Une autre partie de l'alimentation semble provenir des formations sédimentaires tertiaires sous-jacentes ou latérales aux terrasses.

Une dernière partie, concernant la frange orientale des terrasses située au pied des monts du Lyonnais, peut être alimentée par des eaux de précipitations ayant ruisselées sur les reliefs cristallins et s'étant réinfiltrées au niveau des terrasses.

Des débits linéaires ont été estimés à partir de perméabilités moyennes, de gradients moyens et d'épaisseurs mouillées moyennes en appliquant la loi de Darcy. La contribution de chaque alimentation n'est donc pas ou peu connue notamment la contribution des sédiments tertiaires.

D'une manière générale, les aquifères contenus dans les alluvions connaissent souvent des problèmes de pollutions d'origine agricole et ont un faible potentiel d'exploitation du à la faible épaisseur et au drainage naturel important. Cette ressource reste très vulnérable car peu protégée et soumise à des variations de hauteurs saisonnières avec des étiages très marqués en années sèches.

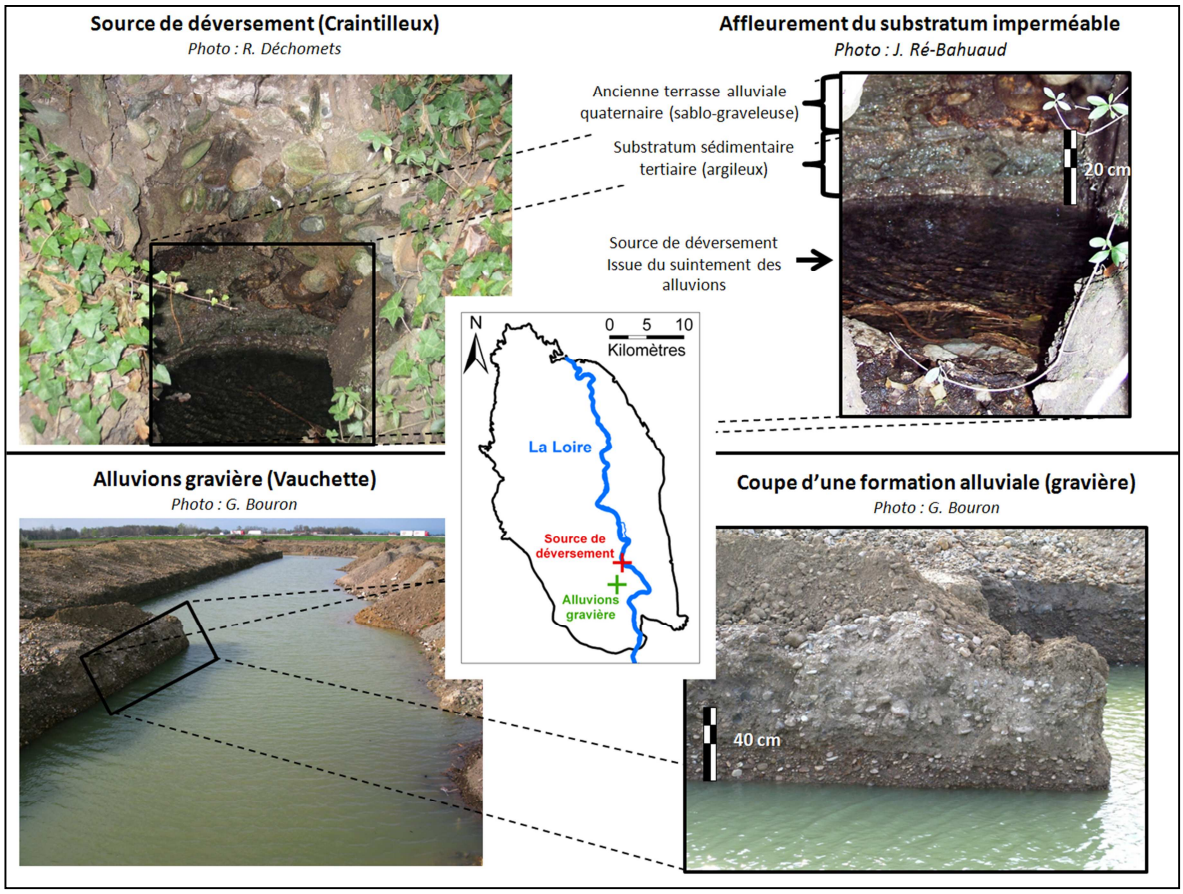


Photo 1 – Affleurement d'une formation alluviale.

I.2.2.2. Niveaux aquifères des sédiments tertiaires

Bien que beaucoup moins étudiés, les niveaux aquifères des formations tertiaires peuvent être localement massivement exploités.

Ces niveaux aquifères d'épaisseur décimétrique à métrique correspondent à des faciès sableux (ou moins argileux) et sont inclus au sein des sédiments plus argileux du graben pouvant atteindre une épaisseur de plus de 800 mètres en son centre (un exemple des alternances est présenté en Photo 2 ci-dessous). Ces niveaux plus favorables à l'exploitation sont répartis de façon irrégulière (verticalement et horizontalement) sur l'ensemble du graben et peuvent être décalés par le jeu de failles. Ces niveaux aquifères sont caractérisés par un léger artésianisme et par une minéralisation des eaux rendant l'exploitation pour l'AEP difficile mais étant favorable à une exploitation pour des cures thermales (Montrond-les-Bains) ou la mise en bouteille (Badoit à Saint-Galmier).

Ces nappes captives ne sont connues que par le biais de forages profonds peu densément répartis ne permettant pas d'appréhender l'extension spatiale des aquifères. Les flux d'échanges verticaux qui peuvent exister entre ces nappes captives profondes et les nappes superficielles contenues dans les alluvions récentes et anciennes sont très peu connus et non quantifiés.

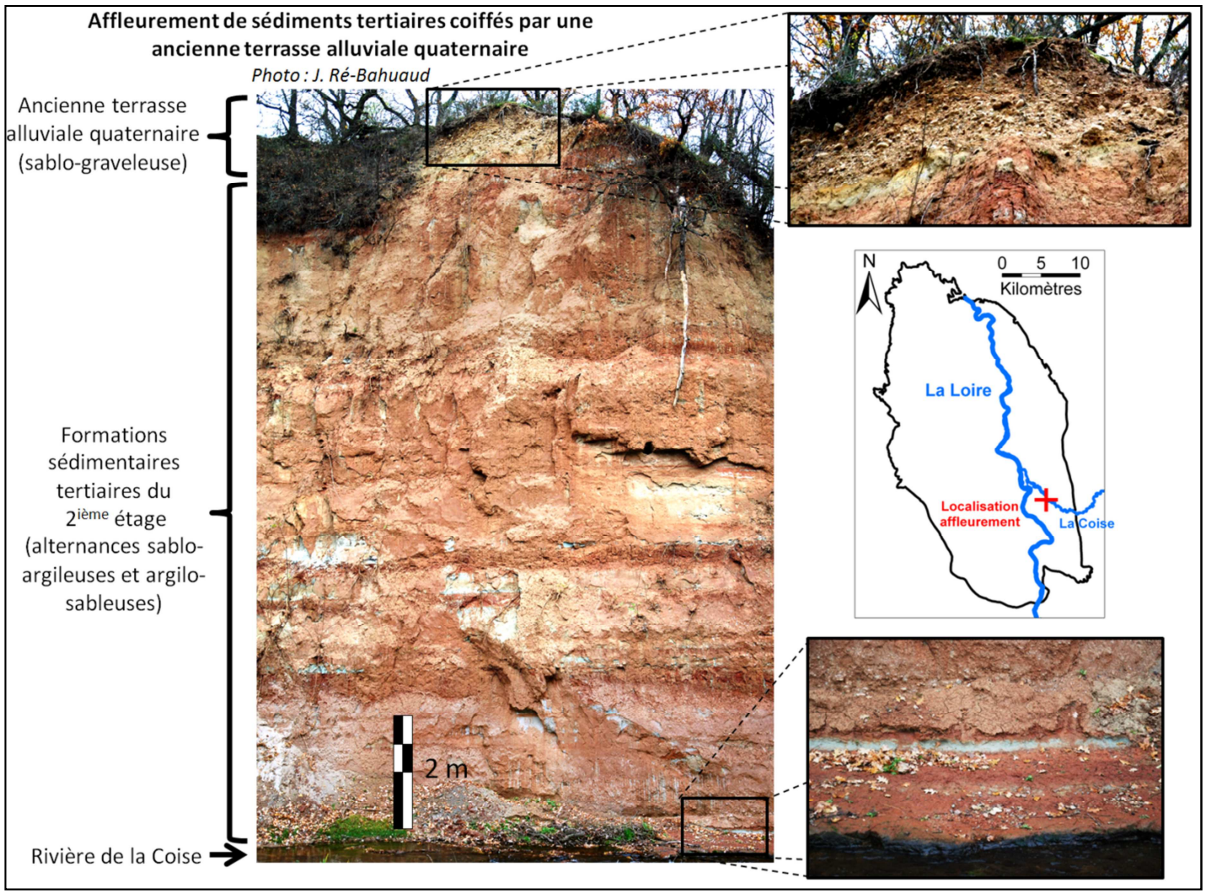


Photo 2 - Affleurement de sédiments tertiaire.

L'origine de la recharge de ces niveaux aquifères profonds est peu ou pas connue. A titre indicatif, on peut mentionner le rôle des massifs cristallins à l'Ouest (Monts du Forez), et à l'Est (Monts du Lyonnais) dans l'éventuelle recharge des sédiments tertiaires.

Le niveau supérieur des massifs cristallins encerclant la plaine renferme des aquifères superficiels discontinus, peu étendus, localisés dans les niveaux d'altération des roches plutoniques. L'épaisseur de ces formations aquifères est relativement faible (2 à 3 m d'épaisseur maximum) si bien que les écoulements peuvent être dans la plupart des cas assimilés à des écoulements hypodermiques. Les principales ressources en eau se situent dans les secteurs fissurés et dans les dépressions topographiques où les colluvions d'arènes s'accumulent. En tête des sous-bassins versants, les sources sont nombreuses mais de débit variable. Ces aquifères alimentés par les eaux de précipitation et la fonte de la neige sont, d'une part, drainés par le réseau hydrographique et d'autre part, se déversent dans les formations tertiaires et sédimentaires de la plaine du Forez [BATTON-HUBERT et TARDY, 1997].

Pour résumer, comme il a été vu précédemment, une partie des besoins en eau dans la plaine du Forez est assurée par les ressources souterraines. Bien que bénéficiant de nombreux travaux de caractérisation géologique, de nombreuses interrogations sur le fonctionnement hydrogéologique des nappes superficielles et profondes restent sans réponse à ce stade. Dans le chapitre suivant, nous verrons que les problèmes de gestion sont directement ou indirectement liés aux questions soulevées sur le fonctionnement hydrogéologique.

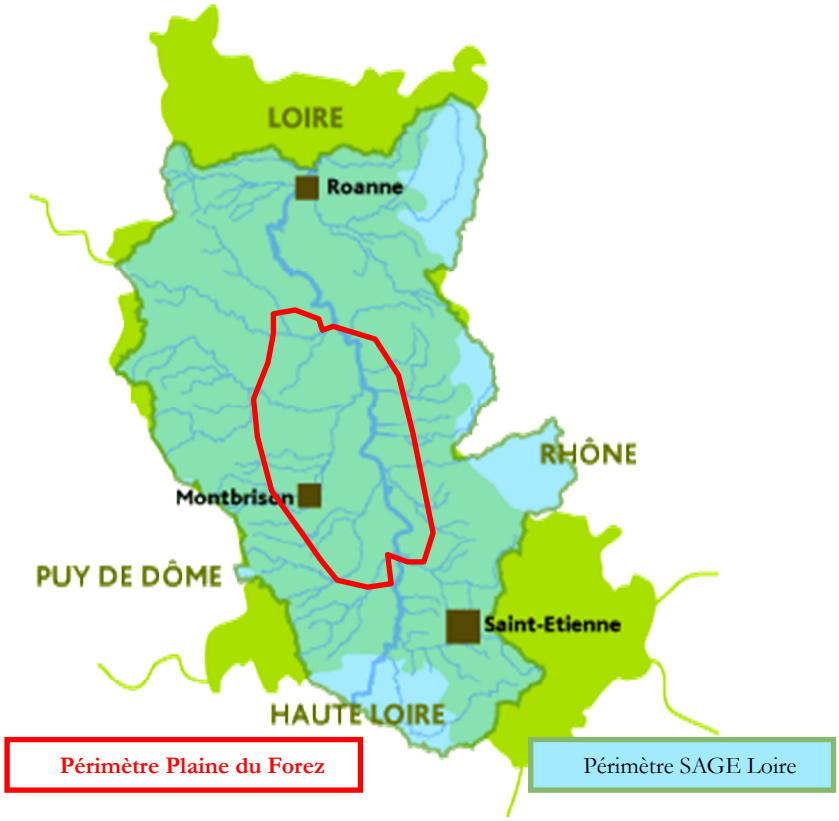
Chapitre 3 – Besoins, enjeux et problèmes de gestion de la ressource en eau dans le territoire de la plaine du Forez

Ce chapitre décrit brièvement les enjeux de la ressource en eau dans la plaine du Forez. La disponibilité, les besoins et enjeux de la ressource en eau sont présentés dans un premier paragraphe. Les problèmes et objectifs de gestion de la ressource en eau dans le territoire de la plaine du Forez sont abordés dans un second paragraphe.

I.3.1. Disponibilité, besoins et enjeux de la ressource en eau dans le territoire de la plaine du Forez

Le territoire de la plaine du Forez est inclus dans le SAGE Loire (Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux). Les SAGE sont la déclinaison locale des SDAGE (Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux) tenant compte des orientations fixées par la DCE (Directive Cadre Européenne sur l'Eau). Ainsi, le SAGE réalise un diagnostic de l'état des milieux et des usages à satisfaire, il définit les objectifs à atteindre pour assurer une gestion durable et équilibrée de la ressource en eau et met en place des mesures pour atteindre ces objectifs.

La Carte 5 représente le périmètre du SAGE Loire, or les enjeux identifiés pour ce périmètre ne reflètent pas nécessairement les préoccupations spécifiques de la plaine du Forez. D'une part, parce que seule la plaine du Forez possède une ressource en eau souterraine de volume conséquent et d'autre part, parce que l'activité agricole intense induit des besoins en eau importants.



Carte 5 - Périmètre du SAGE Loire (carte révisée issue de [SAGE, 2008]).

Ainsi, les enjeux spécifiques de la plaine du Forez ont été extraits à partir du diagnostic réalisé par le SAGE Loire [SAGE, 2008], de l'étude sur la ressource quantitative en eau sur le territoire du SAGE Loire réalisé par le bureau d'étude CESAME [CESAME, 2010] et des données de volumes d'eau déclarés prélevés (agence de l'eau Loire Bretagne 2008) sont présentés ci-après.

La ressource en eau exploitée sur le territoire de la plaine du Forez a une origine soit superficielle soit souterraine.

Pour l'origine superficielle, l'eau provient principalement du canal du Forez (illustré en Carte 6 et Carte 7) qui détourne une partie du débit de la Loire (jusqu'à 5 m^3/s) au niveau du barrage de Grangent. L'eau peut aussi provenir d'autres cours d'eau par prélèvement direct ou par détournement d'une partie du débit pour remplir des retenues.

L'irrigation par le canal du Forez est la stratégie permettant de pallier la faible pluviométrie et les faibles capacités de rétention des sols.

Pour l'origine souterraine, l'eau provient principalement des nappes alluviales superficielles mais aussi de nappes profondes et de sources issues des reliefs cristallins.

Les bilans annuels des volumes d'eau consommés considérant les usages agricoles et AEP (Alimentation en Eau Potable) sont présentés en Figure 5 et Figure 6. L'usage industriel n'est pas représenté car les volumes prélevés sont bien inférieurs aux volumes des usages agricoles et AEP (seulement 10 % à l'échelle du SAGE Loire).

Les seules données actuellement utilisables sont issues des redevances des agences de l'eau, qui ne couvrent pas tous les prélèvements et qui sont des estimations établies à partir des quantités d'eau déclarées prélevées. Ces volumes ne prennent ni en compte les pompages agricoles sauvages dans les cours d'eau, ni les très nombreux puits de particuliers (usage domestique pour la maison et le jardin).

Ces volumes issus des redevances sont donc sous-estimés et il est difficile d'appréhender l'ordre de grandeur des incertitudes sur ces estimations.

Nonobstant les incertitudes sur les volumes pour les usages agricoles et AEP, les prélèvements tous usages confondus représentent environ 77 % d'eaux superficielles et 23 % d'eaux souterraines. En proportion, l'usage agricole représente 65 % des eaux déclarées prélevées, vis-à-vis de l'usage AEP qui représente 35 %.

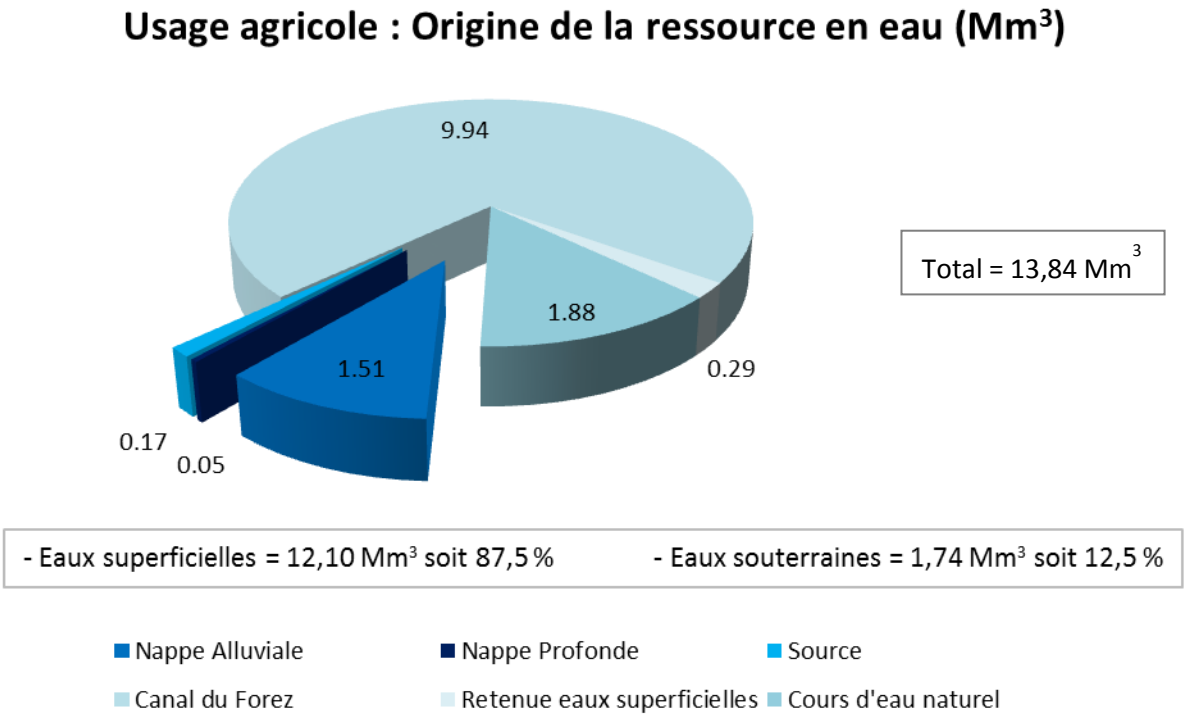


Figure 5 - Répartition des volumes annuels d'eau consommés suivant la provenance de la ressource (nappe alluviale, nappe profonde, sources, canal du Forez, retenues et cours d'eau) pour l'usage agricole. Un regroupement est fait entre les ressources superficielles et les ressources souterraines (Données : Agence de l'eau, 2008).

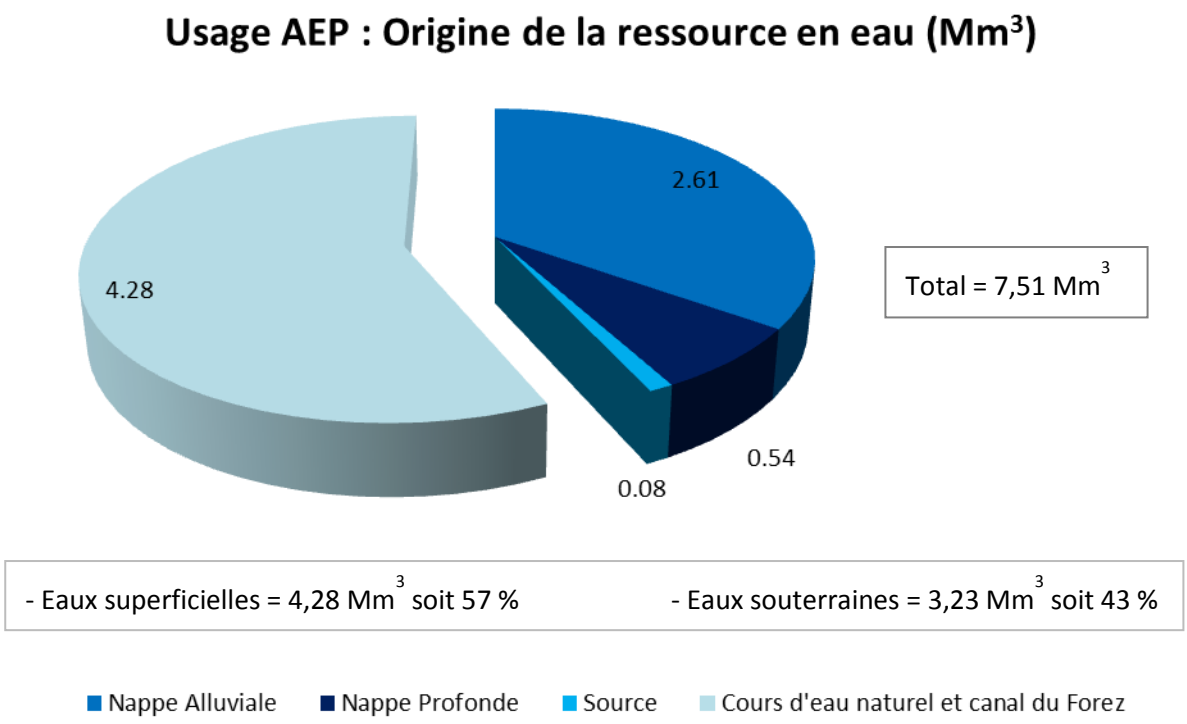


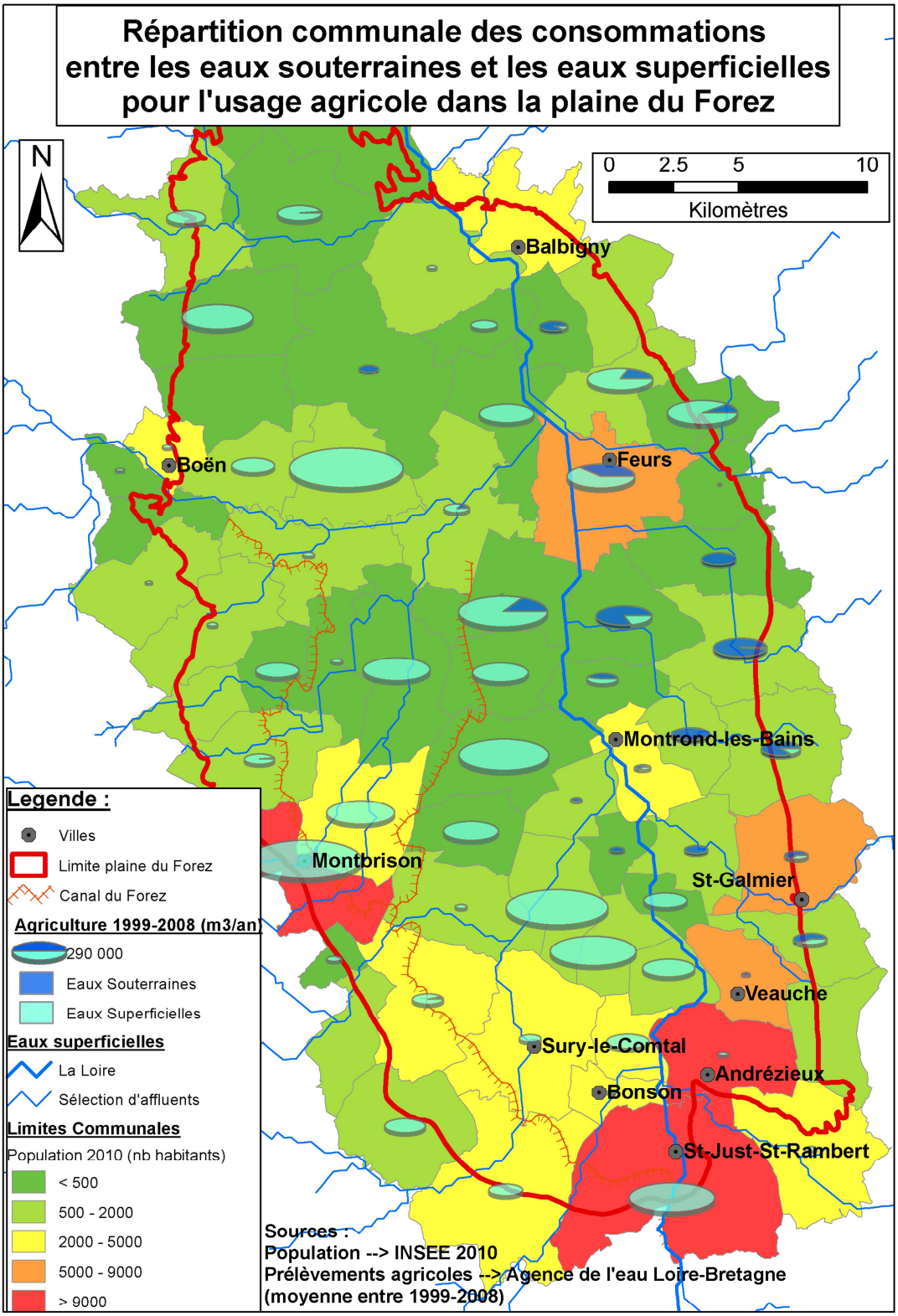
Figure 6 - Répartition des volumes annuels d'eau consommés suivant la provenance de la ressource (nappe alluviale, nappe profonde, sources, canal du Forez, retenues et cours d'eau) pour l'usage AEP (Alimentation en Eau Potable). Un regroupement est fait entre les ressources superficielles et les ressources souterraines (Données : Agence de l'eau, 2008).

La répartition spatiale de ces prélèvements est présentée en Carte 6 pour l'usage agricole et en Carte 7 pour l'usage AEP.

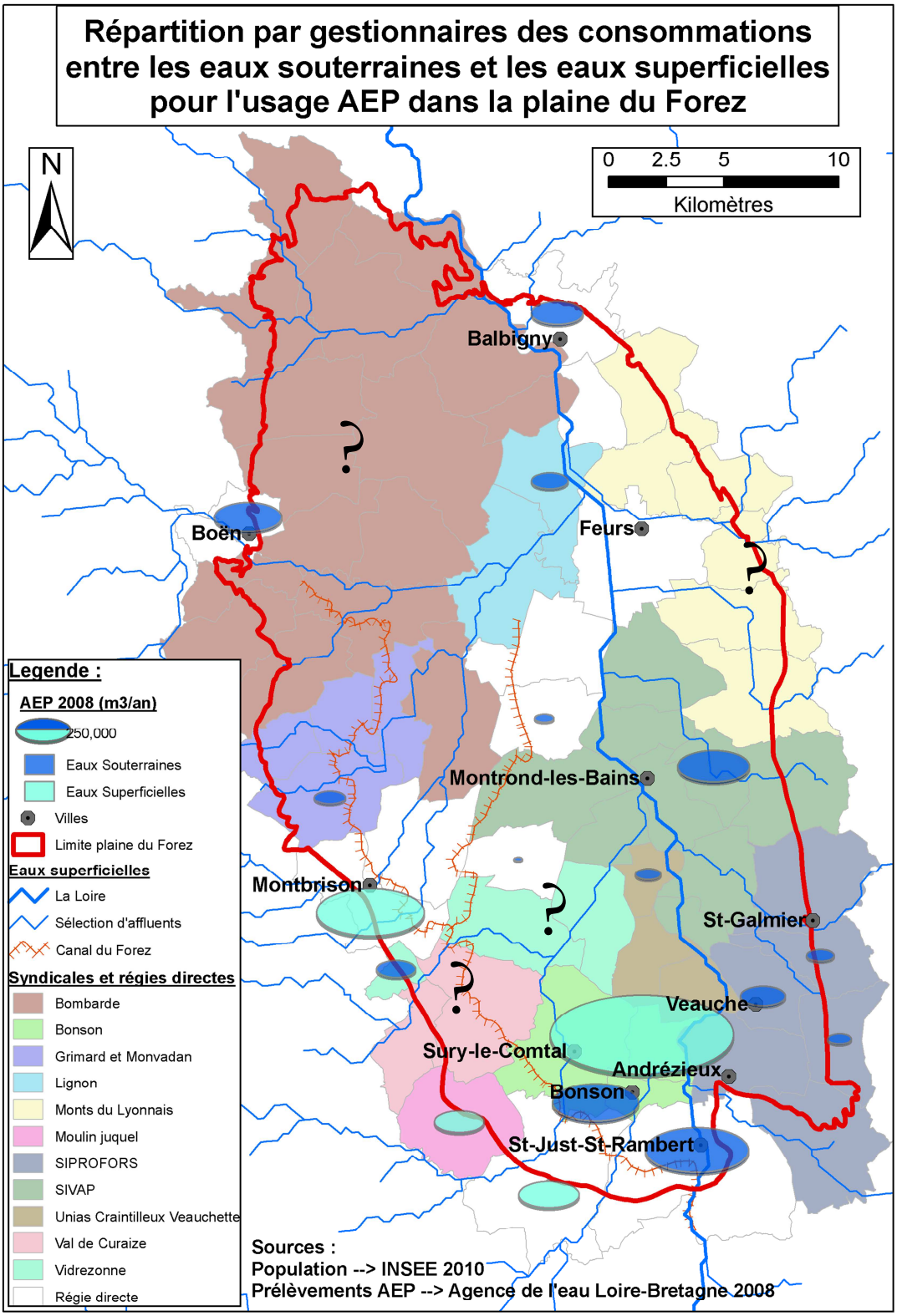
Pour l'usage agricole (Carte 6), les volumes d'eau prélevés sont représentés par communes et reflètent indirectement le potentiel agricole de la zone d'étude.

En rive gauche de la Loire, la proportion d'eau prélevée d'origine superficielle est très majoritaire et provient principalement du canal du Forez. L'eau d'origine souterraine se situe à proximité de la Loire au niveau des alluvions.

Le canal du Forez ne dessert pas la rive droite de la Loire, les prélèvements agricoles se font majoritairement à partir d'eau d'origine souterraine, la composante superficielle provient notamment d'étangs ou de retenues collinaires approvisionnés en saison humide.



Carte 6 – Répartition par commune des consommations en eau pour l'usage agricole. Une distinction est faite entre l'eau d'origine souterraine et l'eau d'origine superficielle.



Carte 7 – Répartition par gestionnaires des consommations en eau pour l'usage AEP. Une distinction est faite entre l'eau d'origine souterraine et l'eau d'origine superficielle.

Pour l'usage AEP (Carte 7), la gestion des eaux est principalement assurée par des syndicats, regroupant plusieurs communes ou communauté de communes. Ainsi, les volumes d'eau déclarés prélevés sont la plupart du temps obtenus pour l'ensemble des communes constituant un syndicat. Certains syndicats dépassent les limites de la plaine du Forez (syndicat de la bombarde, moulin Jucquel, monts du Lyonnais,…), il est de ce fait difficile d'estimer les volumes véritablement prélevés pour les communes incluses dans la plaine du Forez.

Sur la Carte 7, on compte une dizaine de syndicat pour une dizaine de régie directe, la tendance est de plus en plus au regroupement et à la mutualisation des moyens afin de limiter les coûts (notamment pour le traitement des eaux). Les petites ressources difficiles à entretenir sont peu à peu abandonnées au profit d'exploitations plus importantes et localisées.

Les plus importants volumes d'eau prélevés se situent au Sud du territoire et correspondent aux zones les plus peuplées. En rive droite de la Loire, on trouve exclusivement de l'eau d'origine souterraine ceci est lié au contexte hydrogéologique. Dans les zones où le potentiel hydrogéologique est faible ou absent, le canal du Forez peut jouer le rôle d'approvisionnement ou d'appoint en eau domestique (dont notamment Montbrison, Andrézieux).

D'une manière générale, la demande en eau pour satisfaire les usages agricoles semble stagner voir diminuer ces dernières années du fait notamment du changement des modes d'irrigation (agrandissement et modernisation du canal du Forez). La demande en eau pour satisfaire les usages AEP semble légèrement augmenter en réponse à l'évolution démographique, on remarque malgré cela une plus grande sobriété de la consommation d'eau par habitant.

En dépit d'une stratégie en apparence adaptée pour satisfaire les besoins en eau, les gestionnaires doivent faire face à de nombreux problèmes dont les solutions ne sont pas immédiates. Les principaux problèmes sont exposés dans le paragraphe suivant.

I.3.2. Problèmes et objectifs de gestion de la ressource en eau dans le territoire de la plaine du Forez

Sans prétendre dresser un inventaire exhaustif des problèmes et objectifs de gestion de la ressource en eau, le paragraphe suivant présente quelques éléments notables.

Concernant les principales difficultés de gestion de la ressource en eau, les problèmes soulevés peuvent être classés selon deux catégories. Les problèmes liés au contexte physique (géographique, météorologique, climatologique, hydrologique, géologique, etc.) et les problèmes liés aux activités humaines sur le territoire.

I.3.2.1. Contexte physique

L'effet de foehn qui se manifeste dans la plaine du Forez a pour conséquences peu de précipitations et donc une plus faible recharge des aquifères. A ce phénomène peut s'ajouter les aléas climatiques s'exprimant notamment sous la forme de sécheresse. Suivant la période à laquelle se manifeste le déficit de précipitation, on parle de sécheresse hydrologique ou hydrogéologique. Pour la sécheresse dite hydrologique, le déficit de précipitation est enregistré au cours du printemps et se poursuit en été, les conséquences sont un assèchement important des sols, un étiage sévère des cours d'eau, des assecs prolongés et des niveaux de nappe anormalement bas en fin d'été (par exemple, l'été 2003). Pour la sécheresse dite hydrogéologique, le déficit de précipitation a lieu en automne et en hiver, les conséquences sont une faible recharge des aquifères et donc des niveaux de nappe anormalement bas en fin d'hiver (par exemple, l'hiver 2010).

Toujours en rapport avec le climat, un élément potentiellement préoccupant est la conjecture des changements climatiques qui amène à s'interroger sur une éventuelle hausse des températures, baisse des précipitations et intensification des phénomènes extrêmes (notamment les sécheresses) ayant des effets néfastes sur les ressources en eau (superficielles et souterraines) et nécessitant de ce fait une gestion adaptée.

La variabilité géographique des propriétés géologiques et hydrogéologiques donne lieu à des inégalités d'accès à la ressource en eau. Les zones géographiques privées de ressource en eau souterraine dépendent intégralement de la ressource superficielle, qui est elle-même naturellement vulnérable aux risques de sécheresse.

Au-delà des inégalités d'accès à la ressource et des aléas climatiques (partiellement pallier par l'utilisation du canal du Forez), le principal problème des gestionnaires résident dans le peu de connaissances des ressources en eau souterraines disponibles mais aussi du manque de compréhension du fonctionnement hydrodynamique des aquifères superficiels et profonds. Ce point particulièrement important est abordé dans la deuxième partie du mémoire dans une synthèse consacrée aux données et connaissances hydrogéologiques de la zone d'étude.

Le manque de connaissance a été mis au jour après la sécheresse de 2003 par l'établissement d'un bilan rédigé par le BRGM sur la situation des eaux souterraines en 2003 et 2004 en Rhône-Alpes [BONHOMME, 2005] et a été relayé ensuite par le diagnostic sur les eaux souterraines du SAGE Loire [SAGE, 2008]. Suite au diagnostic du SAGE Loire, une étude sur la ressource quantitative en eau a été réalisée par le bureau d'étude CESAME [CESAME, 2010] dont la maîtrise d'ouvrage est assurée par le Conseil Général Loire (cette étude fait l'objet d'une description en partie II au chapitre 2).

Pour pallier ces lacunes de connaissances, les préconisations de ces rapports font notamment état de la réactualisation des anciennes études, d'un approfondissement des connaissances et du renforcement du réseau de suivi des eaux souterraines. Le réseau de suivi comptait deux piézomètres avant 2006 et atteint actuellement (en 2012) quatre piézomètres sur l'ensemble de la zone d'étude (750 km²). L'étude CESAME [2010] préconise à l'horizon 2015 de mettre en place 5 piézomètres de suivi supplémentaires, dont 3 points dans les aquifères superficiels (alluvions quaternaires) et 2 points dans les aquifères profonds (sédiments tertiaires), ces derniers en étant actuellement dépourvu.

En 2012, le réseau demeure encore très insuffisant pour cerner correctement la variabilité hydrogéologique de la plaine du Forez et son évolution.

I.3.2.2. Contexte anthropique

Comme il a été relaté précédemment, les activités humaines (agricoles notamment) et le développement démographique induisent une demande en eau importante. La gestion quantitative de la ressource en eau est assurée de manière équilibrée en situation dite « normale » (d'un point de vue climatique, hydrologique et hydrogéologique). Les ressources exploitées, décrites dans le paragraphe précédent, suffisent à assurer les besoins de chaque usage.

Toutefois, les ressources souterraines ont été jugées comme surexploitées dans les documents « Etats des lieux » relatifs à la Directive Cadre Européenne et préparés par l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne. Cette surexploitation est le fait très majoritairement de prélèvements agricoles [BONHOMME, 2005]. Ces mêmes prélèvements agricoles ont été visés par des restrictions dans le cadre des arrêtés préfectoraux « sécheresse ».

La sécheresse de l'été 2003 a par ailleurs permis de dévoiler des secteurs géographiques plus sensibles que d'autres, de réviser le schéma AEP et de renforcer le dispositif permettant d'anticiper les situations de crise (suivis du débit des cours d'eau et suivis des variations piézométriques).

Le Nord-Ouest de la plaine du Forez dépourvu de ressource en eau souterraine et non alimenté par le canal du Forez a été particulièrement affecté par le manque d'eau entrainant en particulier des conflits d'usages (report de l'abreuvement du bétail sur le réseau AEP).

Afin de sécuriser l'approvisionnement en situation de crise, des interconnexions ont été mises en place dans les principales communes. Toutefois cette solution coûteuse n'est pas applicable pour les villages isolés de tailles modestes.

Un autre point soulevé par le SAGE Loire est la récurrence et/ou l'augmentation des concentrations en pollutions d'origine agricole. La Figure 7 présente l'évolution des teneurs en nitrates pour une sélection de captages AEP présents dans la plaine du Forez entre 1995 et 2011. Ce graphique montre que de nombreux captages sont affectés par des teneurs en nitrates importantes et peuvent ponctuellement, ou de manière permanente, dépasser la limite supérieure de qualité française de 50 mg/L (en remarque, on peut noter que le captage de Magneux-Hautes-Rives n'est pas affecté par les nitrates car il exploite des eaux d'aquifères profonds). Certains captages présentent de fortes variations intra annuelle des teneurs en nitrates tandis que d'autres captages ont des teneurs qui varient peu au cours de l'année mais qui ont une légère tendance à augmenter. Ces différences laissent entrevoir une certaine diversité hydrogéologique qui sera abordée par la suite.

Une liste de 507 captages prioritaires « grenelle » (forts enjeux nitrates et pesticides) a été publiée le 26 mai 2009 pour la France. Dans cette liste figurent quatre captages de la plaine du Forez sur les communes de Balbigny (2 captages), Andrézieux et Unias.

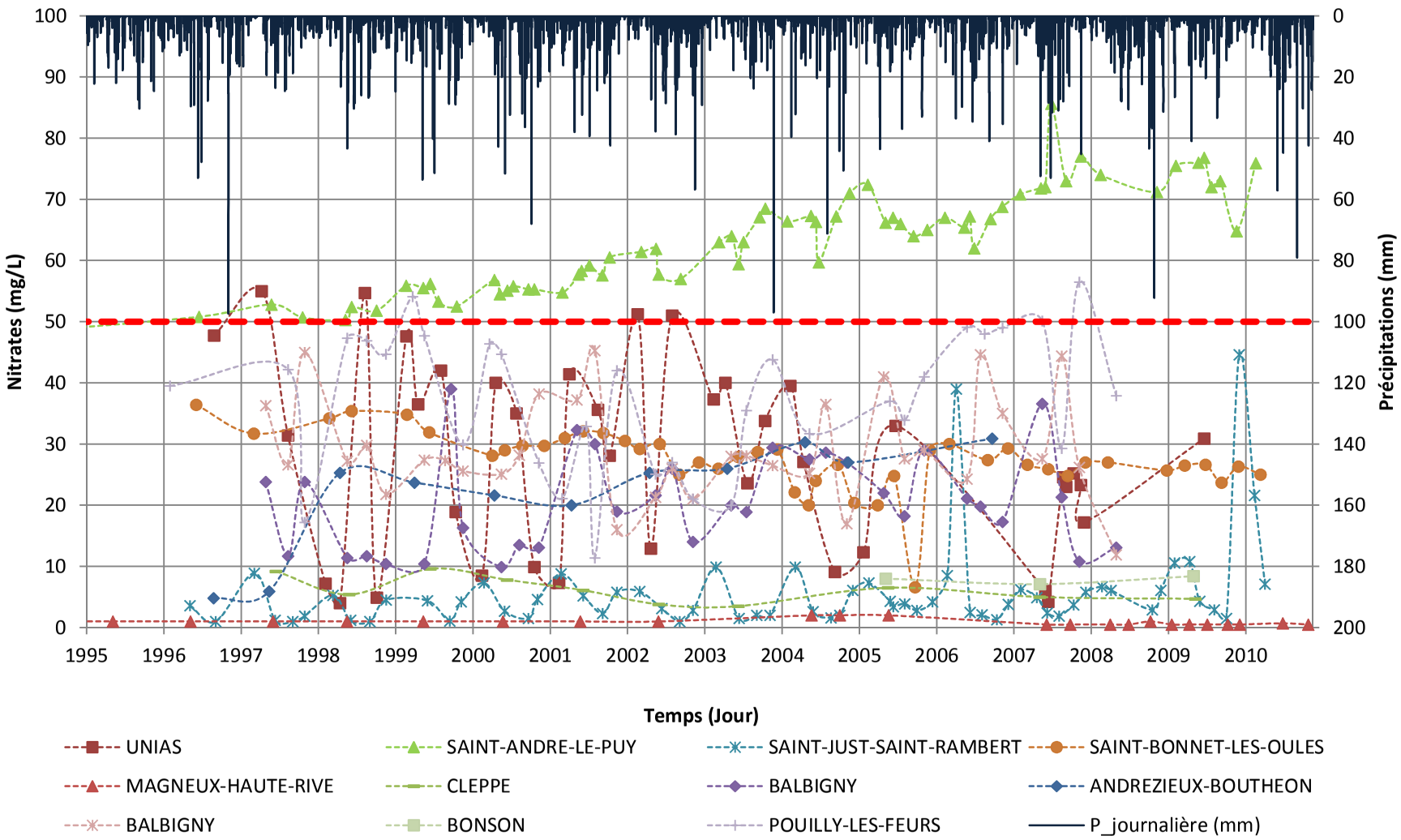


Figure 7 - Evolution des concentrations en nitrates pour une sélection de captages présents dans la plaine du Forez entre 1995 et 2011. Les captages de Balbigny (2 captages), Andrézieux et Unias ont été référencés comme prioritaires (grenelle).

La mise en place récente des études BAC (Bassin d'Alimentation de Captage) est censée réduire au niveau des captages les teneurs en polluants diffus dont notamment et principalement les polluants d'origine agricole. Les études BAC se basent sur un guide méthodologique publié par le BRGM en 2007 [VERNOUX et Al., 2007] et s'apparentent en première approximation à une extension des périmètres de protection considérant certaines vulnérabilités et activités potentiellement polluantes en amont hydraulique des captages. La méthode déployée est notamment basée sur la caractérisation de la vulnérabilité intrinsèque de l'aquifère, l'identification des sources polluantes ponctuelles ou diffuses et la mise en œuvre de mesures adaptées pour réduire ces pollutions. Les premiers retours d'expériences ont mis en évidence des défaillances dans la méthode des études BAC pointant notamment une certaine subjectivité dans la caractérisation de la vulnérabilité et le peu de place accordé à la dynamique hydrogéologique et à la caractérisation des milieux [BORST, 2009]. D'une manière générale pour un captage donné, les études BAC nécessiteraient une meilleure caractérisation hydrogéologique pour être efficace.

Dans le cas particulier de la plaine du Forez, l'application de la méthode BAC se heurte en premier lieu au manque de données et de connaissances du fonctionnement hydrogéologique.

Un exemple concret concerne l'étude BAC sur le secteur de Balbigny dont la maîtrise d'ouvrage est assurée par la commune de Balbigny, la maîtrise d'œuvre a été confiée à la DDT Loire et la réalisation à un bureau d'études.

La DDT Loire a sollicité un avis auprès de l'école des Mines de Saint-Etienne. Cet avis (présenté en Annexe 2) a révélé de nombreuses lacunes de connaissances du fonctionnement hydrogéologique. Ces lacunes importantes compromettent la représentativité et l'efficacité de l'étude BAC et risquait d'entraîner la mise en œuvre d'actions non adaptées pour se prémunir des pollutions. Ces lacunes de connaissances sont la conséquence directe de la complexité hydrogéologique du secteur de Balbigny et du manque de données inhérent à la plaine du Forez (généralisé dans la plaine du Forez).

La Loire est considérée comme l'un des derniers fleuves sauvages d'Europe, ce caractère sauvage n'est toutefois pas recevable au niveau de la plaine du Forez. En effet, bien que les conditions climatiques actuelles (période interglaciaire) favorisent naturellement l'incision du lit de la Loire, ce phénomène est largement amplifié par les extractions de granulats et la présence du barrage de Grangent en amont de la plaine du Forez.

La majorité du débit solide en amont de la plaine du Forez est contenue au niveau du barrage de Grangent. La Loire au niveau de la plaine se retrouve donc en déséquilibre de flux solide et à tendance à éroder plus activement son lit [MIMOUN et Al., 2005]. Actuellement la Loire ne coule plus sur ses alluvions mais sur le substrat d'âge tertiaire qui lui-même s'érode. La Loire étant l'exutoire naturel des nappes alluviales la bordant, un abaissement du niveau de la Loire provoque de ce fait un abaissement du niveau piézométrique des nappes d'accompagnement.

Les anciennes exploitations de granulats dans le lit mineur (interdites après 1980) jouent aussi un rôle dans l'incision du fait de la quantité fatalement diminuée des alluvions remobilisables lors de crues de la Loire. Actuellement, la législation sur l'exploitation de granulat est plus contraignante et les autorisations d'extraction ne concernent que le lit majeur. Du point de vue des nappes alluviales, ces extractions entraînent une diminution du potentiel hydrogéologique, une influence sur les niveaux piézométriques et des risques de pollutions en phase d'exploitation (notamment par les hydrocarbures) et après exploitation (remblaiement avec des matériaux non inertes ou réaménagement sous forme de plan d'eau puis eutrophisation).

Conclusion sur la description du site d'étude et formulation des objectifs de thèse

Pour conclure, cette partie du mémoire a permis de présenter les grandes caractéristiques physiques (géographie, hydrologie, climat, géologie, hydrogéologie) de la plaine du Forez mais aussi d'aborder les principaux enjeux et défis auxquels doivent faire face les gestionnaires.

D'un côté, la situation physique de la plaine du Forez peut se résumer à un contexte géologique et hydrogéologique compliqué, des faibles précipitations annuelles, des aléas climatiques et des inégalités d'accès à la ressource en eau souterraine.

D'un autre côté, les moyens humains mis en œuvre pour aménager le territoire font que les particularités physiques du territoire deviennent des atouts (exploitation de granulats, canal d'irrigation, exploitation de terres à fort potentiel agricole, etc.). Toutefois, les activités humaines ont aussi des conséquences néfastes sur la ressource en eau et peuvent se résumer par une surexploitation des aquifères superficiels en rive droite, des conflits d'usage en situation de crise, une dégradation du potentiel hydrogéologique et une pollution importante des nappes par les nitrates et les pesticides.

Face à cette situation, les objectifs affichés du SAGE Loire [SAGE, 2008] prévoient de sécuriser l'alimentation, de maîtriser les prélèvements, de préserver la qualité des ressources existantes, d'anticiper les situations de crise, d'optimiser les infrastructures existantes, de diversifier la ressource et surtout d'améliorer la connaissance sur la ressource et les besoins actuels et futurs.

Des actions concrètes ont d'ailleurs déjà été engagées dans ce sens (dont notamment la mise en place d'études BAC, le renforcement envisagé du réseau de suivi piézométrique, etc.).

Toutefois, il s'avère que les efforts déployés en faveur de l'amélioration des connaissances hydrogéologiques sont actuellement insuffisants. Ce point primordial est pourtant le socle commun aux nombreux problèmes de gestion qualitative et quantitative de la ressource. De plus, il apparait que les freins à la mise en œuvre de solutions adaptées aux problèmes de gestion émanent de ce manque de connaissances et de données relatives à l'hydrogéologie.

A partir de ce constat, l'objectif du travail de thèse se doit d'être en étroite relation avec les problèmes de gestion de la ressource en eau dans la plaine du Forez. Ainsi, l'objectif général s'oriente sur la mise en œuvre d'une méthodologie permettant d'améliorer significativement la connaissance hydrogéologique en vue d'une meilleure gestion des ressources en eau dans le futur. Cet objectif soulève deux questions principales et de nombreuses questions sous-jacentes exprimées ci-après :

- Quelles connaissances améliorer ?

Cette question sous-entend de s'intéresser aux inconnues du problème hydrogéologique et d'identifier si les lacunes de connaissances sont localisées ou généralisées dans la plaine ?

- Quelle méthodologie mettre en œuvre ?

Cette méthodologie dépend naturellement du type de connaissance à améliorer et donc dépend des données et connaissances déjà existantes dans la plaine du Forez.

D'une manière générale la problématique de recherche fait référence à la question : Que doit-on et que peut-on faire avec les données et connaissances disponibles dans la plaine du Forez tout en composant avec les problèmes de gestion de la ressource en eau et en utilisant le panel d'outils et méthodes adaptés ?

Toutes ces questions trouvent des réponses dans la deuxième partie du mémoire qui propose une synthèse critique des données et connaissances relatives à l'hydrogéologie et au terme de cette synthèse, définit de manière précise la problématique de recherche.

La méthodologie déployée pour composer avec cette problématique est décrite dans la troisième partie de ce mémoire.

Partie II : Synthèse des données et connaissances relatives à l'hydrogéologie dans le territoire de la plaine du Forez

Cette partie se concentre sur la synthèse critique des « données » et « connaissances » relatives à l'hydrogéologie dans la plaine du Forez. La définition de ces termes « données » et « connaissances », ainsi que la description des liens sémantiques qui les lient, sont détaillées en Annexe 3.

Le premier chapitre présente les données hydrogéologiques et identifie les problèmes liés à leur exploitation.

Le second chapitre synthétise les principaux travaux de caractérisation hydrogéologique et identifie les manques à pallier pour atteindre les objectifs de gestion durable de la ressource.

Le troisième chapitre dévoile les caractéristiques des données piézométriques temporelles disponibles sur le site d'étude.

Le quatrième chapitre fait la synthèse des données d'analyses chimiques des eaux souterraines et des travaux de recherche sur la caractérisation géochimique disponibles dans la plaine du Forez.

Chapitre 1 - Données hydrogéologiques des aquifères alluviaux superficiels

Les données relatives à l'hydrogéologie sont issues de nombreuses sources d'informations et ceci sous divers formats. La première étape de ce travail de thèse a consisté à harmoniser les différents lots de données disponibles. Cette harmonisation des lots de données sous le support SIG (Système d'Information Géographique, logiciel ArcGIS® v9.3) permet de mieux exploiter les données. Les détails de cette organisation structurée des lots de données sont présentés en Annexe 3.

Les données hydrogéologiques sont issues de bases de données nationales et d'anciennes études de caractérisation hydrogéologique. Au cours de cette thèse, de nouvelles campagnes piézométriques ont été réalisées et ont permis d'enrichir ces données notamment dans les secteurs qui en étaient dépourvus ou peu pourvus.

Ces données hydrogéologiques, qu'elles qu'en soient leurs sources, sont représentées de manière cartographique et font l'objet d'une description dans un premier paragraphe. Dans un second paragraphe, ces données seront évaluées suivant leur potentiel d'exploitation en vue d'améliorer la caractérisation hydrogéologique des aquifères alluviaux de la plaine du Forez.

II.1.1. Description des données d'intérêt hydrogéologique

II.1.1.1. Données « brutes » et « interprétées »

Une distinction est faite entre les données « brutes » et les données « interprétées ». Les données « brutes » sont essentiellement issues de forages, puits et piézomètres implantés dans les alluvions de la plaine du Forez. Ces données renseignent ponctuellement sur la géométrie des formations aquifères ainsi que sur les niveaux piézométriques. Les données « interprétées » représentent la mise en commun et le traitement de ces données brutes ponctuelles dans le but de représenter la distribution spatiale de propriétés ou d'altitudes comme par exemple les champs de perméabilité ou la géométrie des aquifères alluviaux.

Pour la géométrie, on distingue la surface piézométrique qui représente la distribution spatiale de l'altitude des niveaux d'eau à un instant donné et la surface du substratum qui représente la distribution spatiale du mur imperméable de l'aquifère.

La surface piézométrique est souvent représentée sous forme de carte à la manière de courbes isopièzes. Cette représentation cartographique de la nappe permet une lecture des directions d'écoulement et des gradients hydrauliques à un instant donné.

Lorsque plusieurs situations piézométriques sont connues, comme par exemple une surface piézométrique en basses eaux et une surface en hautes eaux, la comparaison de ces différentes situations permet d'évaluer la manière dont évolue le stock d'eau.

De la même manière, la comparaison entre la surface du substratum et une surface piézométrique permet d'obtenir les hauteurs d'eau en tout point de l'aquifère et ainsi d'estimer les stocks d'eau.

II.1.1.2. Sources de données

Plusieurs sources de données sont disponibles parmi lesquelles on distingue :

- Les bases de données nationales

Les principales bases de données utilisées sont tout d'abord, la BSS (Base de données du Sous-Sol) constituée essentiellement de forages (avec des logs stratigraphiques détaillés ou non) et ensuite, la base de donnée ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines) constituée de puits, piézomètres et forages étant référencés comme points d'eau, c'est-à-dire des accès privilégiés à la nappe. Pour les puits et piézomètres, les informations recueillies peuvent être de nature qualitative (analyses chimiques réglementaires) et/ou quantitative (suivi des niveaux piézométriques). Ces données qualitatives et quantitatives sont décrites précisément dans les deux derniers chapitres de cette partie.

D'autres sources de données secondaires sont employées comme support cartographique dans le cadre de ce travail. On peut citer les cartes IGN (au 1/25 000ième), la BD ALTI (Référentiel du relief sur la France sous forme de MNT de résolution 50 m), la BD ORTHO (Orthophotographie couleur de résolution 50 cm), la BD CARTHAGE (Réseau hydrographique français).

Ces données ponctuelles issues des bases de données nationales sont reportées sous la dénomination « BSS » et « CEA-COGEMA » en Carte 8 pour les informations sur la piézométrie et en Carte 9 pour les informations sur le substratum. Les données « CEA-COGEMA » représentent les forages profonds à travers les formations tertiaires et renseignent sur les niveaux d'eau et du substratum des alluvions quaternaires.

- Les anciennes études de caractérisation hydrogéologique

Parmi ces anciennes études hydrogéologiques, on distinguera tous les rapports d'où peuvent être extraits les données brutes et interprétées. La collecte des données issues des études hydrogéologiques anciennes n'a pas la prétention d'être exhaustive.

Le bureau d'étude C.P.G.F. (Compagnie de Prospection Géophysique Française) a réalisé, entre 1961 et 1980, une vingtaine de rapports techniques sur la ressource en eau dans la plaine du Forez. Les données extraites de ces rapports sont localisées en rive droite de la Loire au niveau des terrasses alluviales situées au Sud de Feurs.

Les données brutes issues des forages et des puits fournissent les niveaux d'eau et de substratum des aquifères et sont reportées en Carte 8 et Carte 9. Ces données brutes ont été nécessaires pour constituer les cartes piézométriques en basses eaux et en hautes eaux réalisées par C.P.G.F. Ces données interprétées sous forme d'isopièzes (intervalle de 5 m) ont été extraites et sont reportées en Carte 8. Ces données sont référencées sous la dénomination de « CPGF 1976-1977 ».

Le bureau d'étude S.O.G.R.E.A.H. (SOciété GRenobloise d'Etudes et d'Application Hydrauliques) a réalisé, en 1995, une carte piézométrique des alluvions récentes de la Loire qui figure en Carte 8 [SOGREAH, 1996]. Les données ponctuelles brutes ayant été nécessaires pour constituer la carte piézométrique ne figurent pas dans le rapport.

Plusieurs travaux de recherche, réalisés par l'Ecole des Mines de Saint-Etienne, ont permis la mise en œuvre des modélisations hydrodynamiques localisées. Ces travaux sont constitués de la thèse d'Allignol [1997] et de celle de Mimoun [2004]. Des niveaux d'eaux et de substratum issus de puits et de forages ainsi que des cartes piézométriques ont été extraits de ces travaux de recherche. Ces données sont reportées en Carte 8 et Carte 9 sous la dénomination « EMSE 1997 » et « EMSE 2004 ».

Une carte piézométrique en situation de basses eaux et généralisée à l'ensemble de la plaine du Forez a été réalisée par le BRGM. Les points ayant été utilisés pour construire les courbes piézométriques ne figurent pas sur la carte, il est donc difficile d'apprécier la densité de l'échantillonnage. Cette carte piézométrique présente de grandes similitudes avec les courbes de niveau topographique. Il est probable qu'elle ait été construite en intégrant des points de niveau d'eau avec les courbes topographique. Cette carte considère la présence d'un niveau piézométrique de sub-surface sur l'ensemble des formations tertiaires affleurantes. Ces écoulements de sub-surface dans des formations sablo-argileuses et/ou argilo-sableuses peuvent alimenter latéralement les nappes alluviales. Par ailleurs cette carte piézométrique suggère une continuité hydraulique entre toutes les formations géologiques superficielles (alluvions anciennes, alluvions récentes, formations tertiaires), ce qui n'est, en réalité, pas toujours vrai. Ces données piézométriques sont reportées en Carte 8 sous la dénomination « BRGM ».

- Acquisition de nouvelles données

L'objectif d'acquisition de nouvelles données piézométriques était double, d'une part, pallier les lacunes dans certains secteurs peu pourvus en données et d'autre part, valider la cohérence des données dans les zones qui en sont déjà pourvues.

Le protocole d'acquisition développé au cours de ce travail de thèse est détaillé en Annexe 4. Ce protocole terrain intègre :

- Un relevé géodésique grâce à un GPS comprenant une correction différentielle et une correction de phase pour une imprécision inférieure à 30 cm ;
- Une mesure des niveaux de la nappe et du substratum par sonde piézométrique ;
- Une mesure des propriétés physiques de l'eau de nappe grâce à une sonde multi-paramètres (T°C, pH, Conductivité) ;
- Lorsque cela était possible, soumettre un questionnaire aux usagers des puits permettant d'obtenir des informations qualitatives sur le comportement hydrodynamique de la nappe et sur l'usage du point d'accès à la nappe.

La mise en œuvre de ce protocole terrain présente l'avantage de pouvoir réaliser un nombre assez important de relevés piézométriques et du niveau du substratum d'une précision géodésique appréciable, de déduire qualitativement des propriétés de l'aquifère et de s'assurer par ailleurs de la connectivité du point de mesure avec la nappe. Ces données ponctuelles issues des campagnes terrains réalisées durant cette thèse, sont reportées sur la Carte 8 et sur la Carte 9 sous la dénomination « EMSE 2009-2010 ».

Par ailleurs, des relevés de l'altitude des principaux affluents de la Loire ont été réalisés. En rive gauche, du Nord au Sud, on compte le Lignon, le Vizézy, la Mare et le Bonson ; en rive droite, du Nord au Sud, on compte la Loise, la Toranche, l'Anzieux, la Coise. Ces relevés sont ponctuels et répartis tout au long des cours d'eau, on compte environ 4 à 5 points par cours d'eau au niveau des alluvions. Une interpolation linéaire est appliquée entre les points relevés le long des cours d'eau. La description des relevés d'altitude des cours d'eau est détaillée en Annexe 4.

De plus, l'altitude de la ligne d'eau de la Loire a été relevée dans le cadre d'une caractérisation de l'enfoncement de son lit au niveau de la plaine du Forez [MIMOUN et Al., 2005].

II.1.1.3. Imprécision spatiale des données

La précision de localisation spatiale (X, Y et Z) des données dépend principalement du mode d'acquisition du relevé géodésique, on distingue notamment :

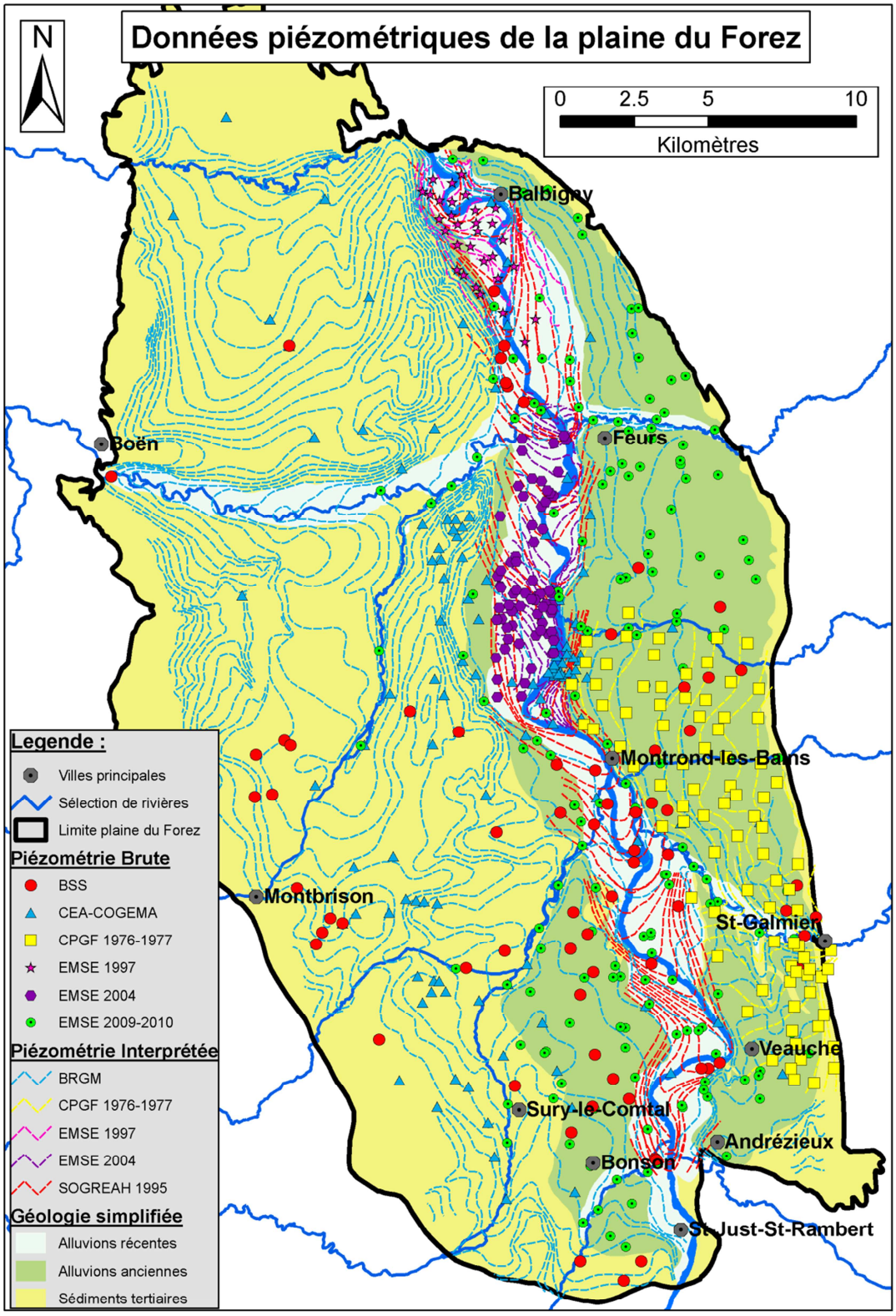
- Un repérage sur carte et une estimation de l'altitude du sol à partir des courbes de niveau topographique de la carte IGN 1/25 000ième (l'imprécision de l'altitude topographique est supérieure à 5 m) ;
- Une estimation de l'altitude à partir du MNT (Modèle Numérique de Terrain) issu de la BD-ALTI (l'imprécision de l'altitude topographique est supérieure 5 m) ;
- Un nivellement et une localisation par un GPS standard (l'imprécision de l'altitude topographique est supérieure 5 m) ;
- Un nivellement et localisation par un DGPS (l'imprécision de l'altitude topographique est inférieure à 50 cm).

La grande majorité des données issues de la BSS ont une imprécision concernant l'estimation de l'altitude supérieure à 5 m. Pour la plupart des données piézométriques des anciennes études, l'imprécision sur l'altitude est inférieure à 50 cm. Ainsi, les données piézométriques sont, d'une manière générale, beaucoup plus précises que celles des niveaux du substratum.

II.1.1.4. Répartition spatiale des données

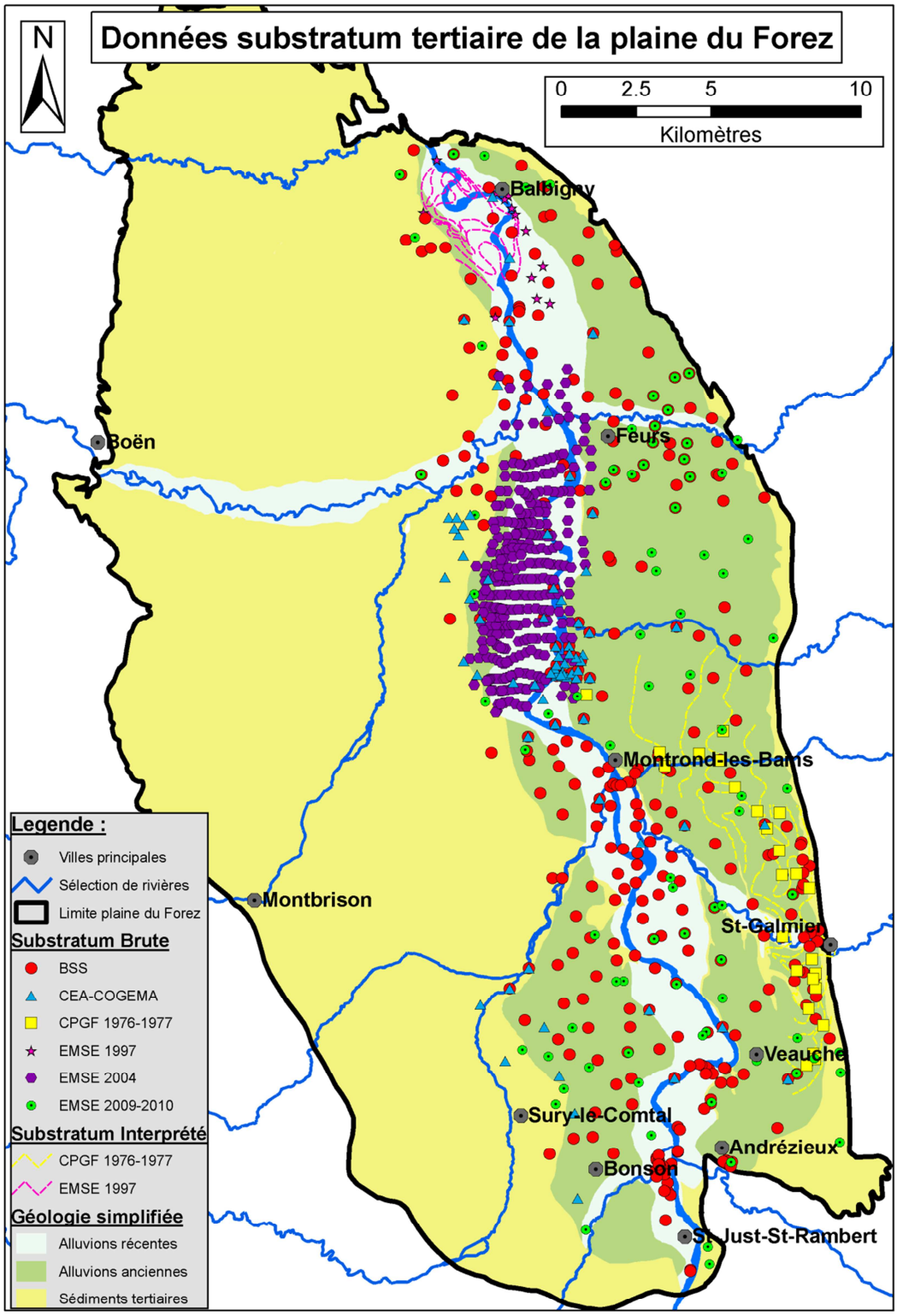
Les Carte 8 et Carte 9 représentent respectivement les données relatives à la piézométrie et les données relatives au substratum des formations alluviales.

- Données relatives à la piézométrie



Carte 8 – Carte synthétique des données piézométriques de la plaine du Forez au niveau des alluvions et en sub-surface des formations tertiaires. Les données « brutes » sont constituées par l'altitude du niveau piézométrique des forages. Les données « interprétées » sont constituées par des cartes interprétées de la répartition spatiale de l'altitude de la nappe (isopièzes).

- Données relatives au substratum



Carte 9 - Carte synthétique des données du substratum tertiaire sous-jacentes aux alluvions quaternaires. Les données « brutes » sont constituées par l'altitude du substratum imperméable déduite des logs forages. Les données « interprétées » sont constituées par des cartes interprétées de la répartition spatiale de l'altitude du substratum (isohypse de la surface du substratum).

D'après les Carte 8 et Carte 9, les données piézométriques sont beaucoup plus nombreuses que celles du substratum. Les campagnes piézométriques de 2009 et 2010 ont permis de combler en partie les lacunes de données aux alentours de Feurs. Les secteurs les moins pourvus en données sont localisés au niveau des bordures des alluvions.

II.1.2. Esquisse piézométrique en situation de basses eaux à l'échelle des formations alluviales

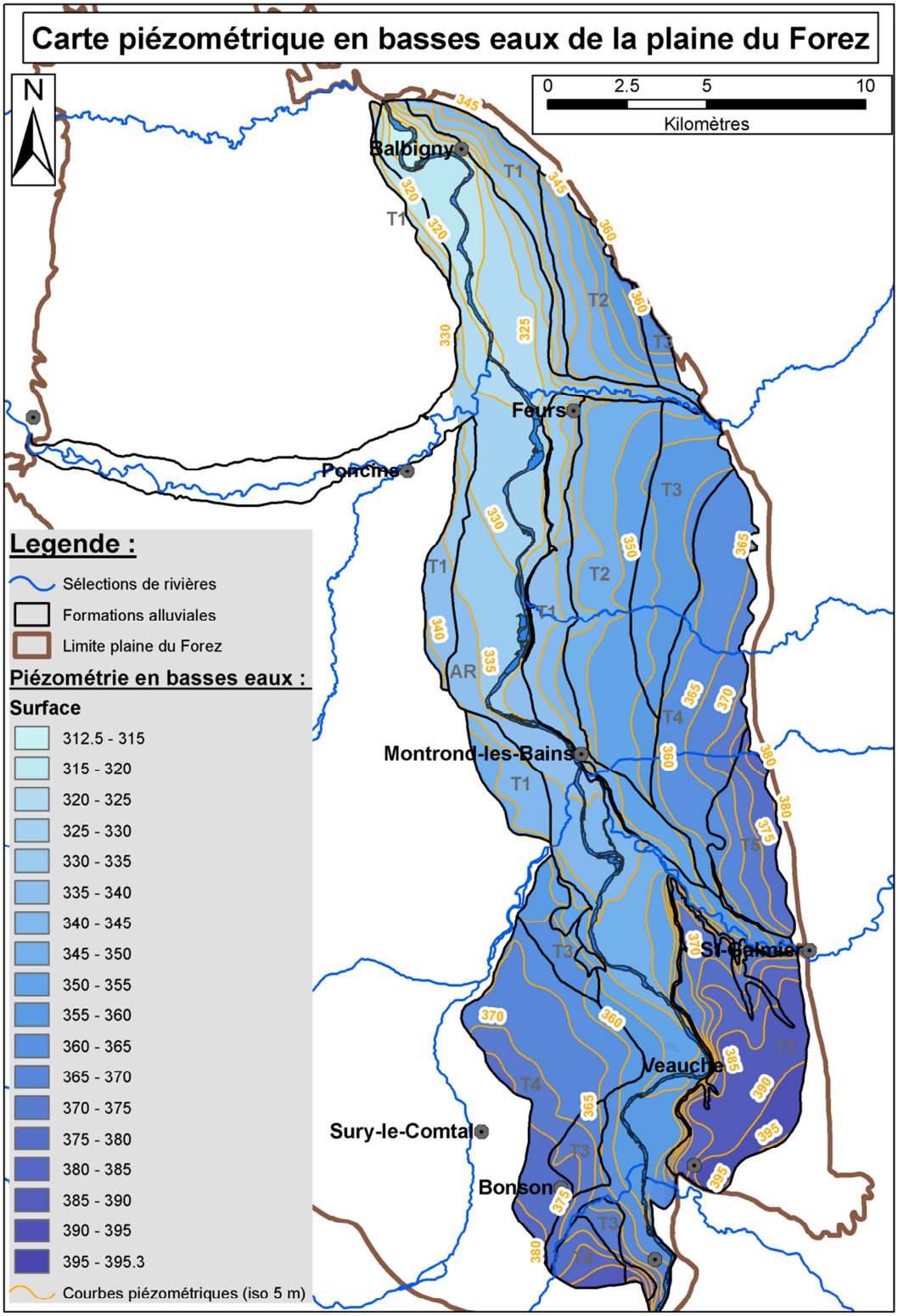
Toutes les données piézométriques issues de différentes campagnes, dont l'imprécision est inférieure à 50 centimètres ont été réunies afin de reconstituer une esquisse piézométrique des alluvions en basses eaux. Ces données en basses eaux sont asynchrones, toutefois l'objectif affiché de cette carte réside dans une lecture des écoulements régionaux.

La Carte 10 ci-après intègre par ailleurs les niveaux des principaux cours d'eau dont la Loire, ceci suggère que le niveau des cours d'eau correspond au niveau de la nappe (continuité hydraulique et relation de charge entre la nappe et les cours d'eau).

Le choix de la méthode d'interpolation s'est tourné vers l'outil « ANUDEM » implémenté sous le SIG ArcGis® v9.3. Cet outil d'interpolation spatial, basé sur le programme ANUDEM (Australian National University's Digital Elevation Model) a été développé par Hutchinson [1988 - 1989]. Le principe de la méthode d'interpolation et les raisons qui ont motivé ce choix sont décrits en Annexe 5.

La Carte 10 représente les écoulements régionaux au niveau des formations alluviales considérant les cours d'eau comme le réseau de drainage des eaux souterraines. L'intervalle des isopièzes représenté sur la carte est de 5 mètres.

Aucune carte piézométrique en hautes eaux n'a été réalisée à l'échelle des formations alluviales du fait du manque de données. Il n'est donc pas possible d'estimer, d'une manière générale, les variations de stock des nappes alluviales entre une situation de basses eaux et une situation de hautes eaux.



Carte 10 - Carte piézométrique en basses eaux de la plaine du Forez. Cette carte est issue d'une compilation de plusieurs sources de données asynchrones. Cette carte considère une continuité hydraulique entre chaque formation alluviale et entre les formations alluviales et les cours d'eau. L'intervalle des isopièzes et des figurés de couleur est de 5 mètres. La limite des formations alluviales (terrasses anciennes et alluvions récentes) est représentée par un trait de couleur noire.

II.1.3. Analyse critique des données hydrogéologiques des aquifères alluviaux

Ce paragraphe propose une critique des données hydrogéologiques brutes et interprétées, puis traite de la manière dont la répartition et l'imprécision des points de mesure altèrent le potentiel d'exploitation des données en abordant notamment les problèmes d'estimation des stocks d'eaux souterrains.

- Critique des données hydrogéologiques brutes et interprétées
  - Données brutes :

L'imprécision sur l'altitude des points de mesure est très variable d'un lot de données à l'autre. La majorité des données piézométriques sélectionnées ont une imprécision inférieure à 50 centimètres tandis que pour les données relatives au substratum, l'imprécision est souvent supérieure à 5 mètres. Cette imprécision est notamment liée aux choix de la référence topographique. Dans les cas des plus grandes imprécisions, cette référence topographique peut être issue des courbes de niveau des cartes IGN au 1/25 000ième ou de l'altitude du MNT au niveau de la maille raster la plus proche. La Figure 8 illustre sous forme de coupe la manière dont l'incertitude sur l'estimation de l'altitude des points affecte la qualité des données.

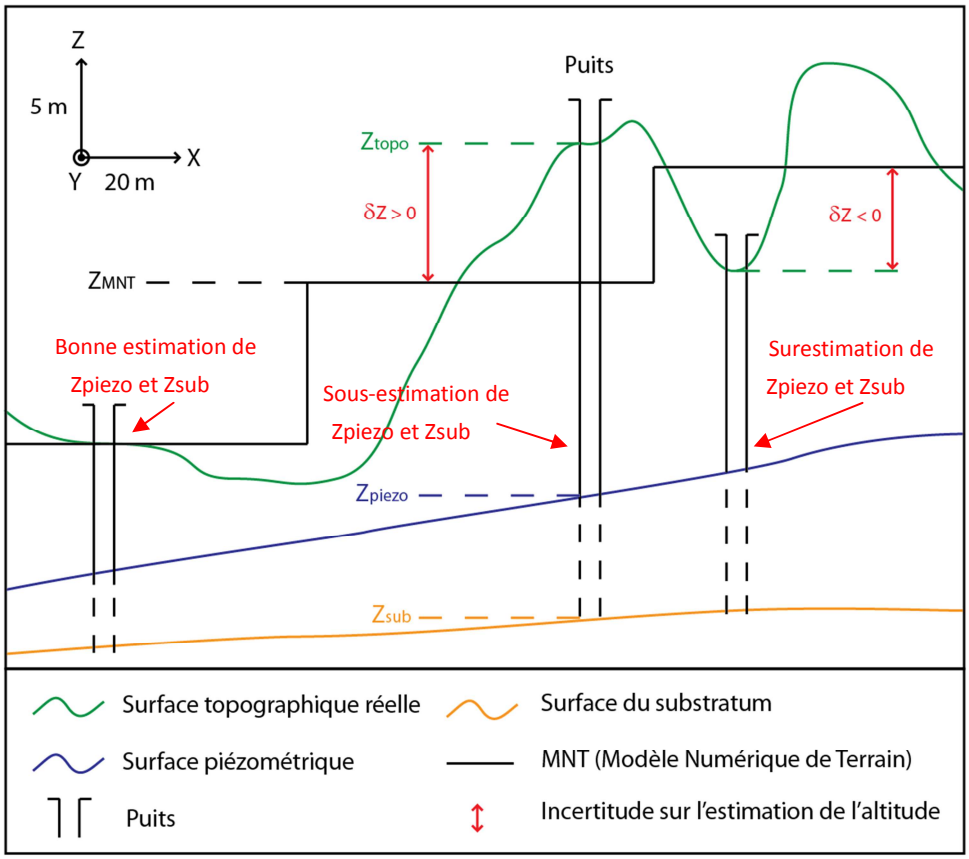


Figure 8 - Vue en coupe de l'incertitude sur l'estimation de l'altitude des données ramenées au MNT BD-ALTI de mailles 50 m. L'incertitude se répercute sur l'altitude de la nappe et du substratum. Ces incertitudes varient entre plus ou moins 5 m en plaine.

Une amélioration possible de l'estimation de l'altitude des points peut passer par l'obtention d'un MNT topographique plus précis (le MNT 5 m est disponible à l'achat mais demeure onéreux) ou de niveler les points avec un DGPS.

Que ce soit pour les données relatives à la piézométrie ou les données relatives au substratum, la répartition spatiale est en moyenne assez homogène. Toutefois, la densité des données varie d'une formation alluviale à l'autre. D'une manière générale, les alluvions récentes semblent mieux pourvues en données que les terrasses alluviales plus anciennes. Par ailleurs, les secteurs les moins renseignés sont situés en bordure des alluvions. L'échantillonnage dans ces secteurs pourrait être amélioré grâce à l'organisation de nouvelles campagnes de mesures terrain (réalisation de sondages, caractérisation géophysique).

- Données interprétées :

Les surfaces piézométriques existantes couvrent une grande partie des alluvions et ont bénéficié de données relativement précises pour leurs constitutions. Cependant de nombreuses sources de données (« BRGM », « SOGREAH 1995 ») n'indiquent pas les points qui ont été utilisés pour construire les surfaces piézométriques. De ce fait, il est difficile de juger de leurs qualités.

Les surfaces piézométriques considèrent une continuité hydraulique entre d'une part, les différentes terrasses alluviales et d'autre part, entre les formations alluviales et les cours d'eau. Les terrasses alluviales peuvent être localement étagées (Partie I, Chapitre 2, Figure 4, page 36). Pour ces configurations, on observe une discontinuité des surfaces piézométriques. La bordure de la terrasse surplombante est alors une surface de suintement par laquelle la nappe peut être drainée. Une partie du flux drainé retournera à l'atmosphère, l'autre partie s'infiltrera dans la prochaine terrasse située en contrebas.

De plus, du fait de l'incision importante, les cours d'eau peuvent être localement très encaissés dans le substratum. Ainsi, la nappe et le cours d'eau ne sont plus liés par la charge hydraulique, on observe, comme pour les terrasses étagées, des surfaces de suintement à l'interface entre nappe et cours d'eau.

L'esquisse piézométrique en basses eaux, réalisée au cours de la thèse, souffre des mêmes défauts évoqués précédemment et est constituée de données asynchrones issues de différents lots de données (« EMSE 2004 », « EMSE 1997 », « BRGM », « CPGF 1976-1977 », « SOGREAH 1995 » et « EMSE 2009-2010 »). A cette échelle, il semble très difficile de déployer une campagne de mesures dans des échéances de temps courtes. D'une manière générale, cette esquisse piézométrique représente bien les directions d'écoulements régionaux et le caractère drainant des principaux cours d'eau. Les gradients moyens estimés sont moins représentatifs en bordure des alluvions. Ceci est lié au fait que le faible nombre de points de mesure nécessite parfois une extrapolation des valeurs en bordure des alluvions ayant pour effet de surévaluer les gradients piézométriques.

Les données concernant les surfaces du substratum imperméable existantes ne couvrent qu'un cinquième de l'étendue des alluvions (« EMSE 2004 », « EMSE 1997 » et « CPGF 1976-1977 »). Tout comme les surfaces piézométriques, la géométrie du substratum présente des discontinuités situées au niveau des limites des terrasses étagées.

- Analyse du potentiel d'exploitation des données

Comme il a été vu précédemment dans ce chapitre, les surfaces piézométriques et les surfaces de substratum constituent le support de l'interprétation de l'hydrogéologue. Le manque de données piézométriques en hautes eaux ne permet pas d'estimer les variations de stocks d'eau des aquifères.

Des essais d'interpolation des données relatives au substratum ont été entrepris pour reproduire la distribution spatiale de son altitude. La comparaison entre la surface piézométrique en basses eaux (Carte 10) et la surface du substratum permet en théorie d'estimer en tout point de l'espace l'épaisseur saturée de l'aquifère (stocks d'eau dans l'aquifère).

Or cette estimation des stocks d'eau se heurte à un problème rédhibitoire illustré à la Figure 9 ci-dessous. Ce problème concerne les nombreux recoupements entre la surface piézométrique et la surface du substratum. Ces recoupements représentés en coupe se retrouvent dans de très nombreux secteurs répartis dans les alluvions. L'existence de ces nombreux recoupements est notamment lié à la situation hydrogéologique de la plaine du Forez qui implique un faible stock d'eau illustré par le schéma de gauche de la Figure 9 (épaisseur mouillée qui est souvent située entre 1 et 3 mètres). Cette situation de faible stock d'eau couplée aux incertitudes importantes sur la surface interpolée du substratum affecte fortement l'estimation du stock d'eau. Par opposition, un aquifère possédant des stocks d'eau importants, illustré par le schéma de droite de la Figure 9, sera moins sensible aux incertitudes affectant la surface du substratum.

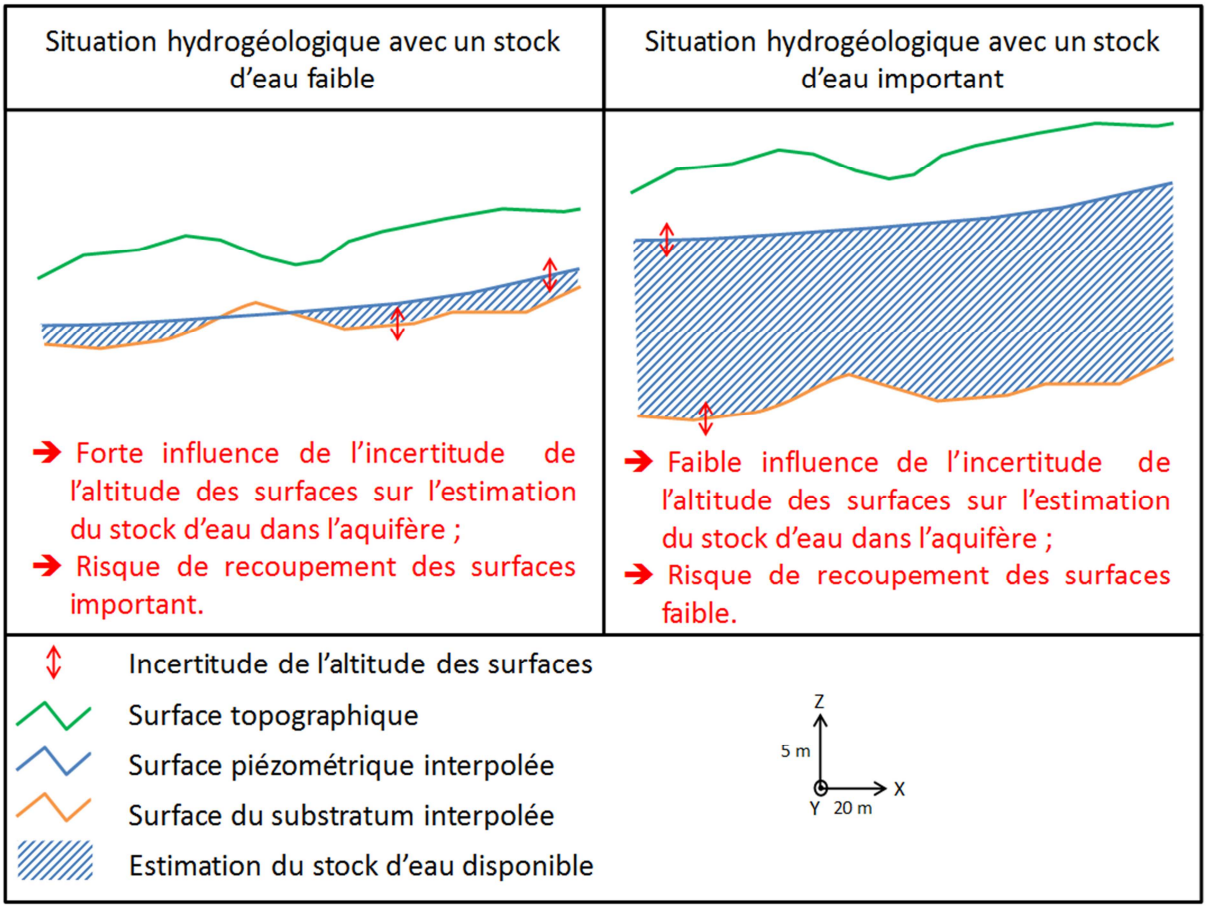


Figure 9 – Vue en coupe de la répercussion de l'incertitude de l'altitude des surfaces interpolées sur l'estimation des stocks d'eau pour deux situations hydrogéologiques. La première situation hydrogéologique correspond à un stock d'eau faible, la seconde situation correspond à un stock d'eau important.

Quelle que soit la méthode d'interpolation employée (Par exemple : l'interpolation par Splines, inverse distance pondérée, linéaire par triangulation, voisin naturel), le phénomène de recoupement s'observe [REBAHUAUD et Al., 2009]. En remarque, il est intéressant de noter que l'estimation de l'épaisseur mouillée est importante car, mue par un gradient hydraulique, elle conditionne les débits d'écoulement dans l'aquifère.

Pour conclure, à l'échelle des alluvions de la plaine du Forez, seule une carte piézométrique sert de soutien à l'interprétation. Les variations de stocks d'eau entre une situation basses eaux et hautes eaux n'ont pas été estimées du fait du manque de données ponctuelles en hautes eaux. Les stocks d'eau des aquifères ne peuvent pas être estimés du fait des incertitudes trop importantes qui pèsent sur la représentativité de la surface du substratum.

Les hétérogénéités des lots de données concernent en premier lieu, les incertitudes sur l'altitude des données qui sont souvent supérieures à 5 mètres et en second lieu, la répartition spatiale qui n'est pas toujours optimale notamment en bordure des alluvions. Ces deux principaux problèmes constituent un obstacle à l'exploitation des données et compromettent l'estimation des stocks d'eau et de leurs variations.

Il va de soi qu'en l'état actuel, l'exploitation des données ne permet pas la mise en œuvre d'une modélisation numérique des écoulements souterrains à l'échelle des formations alluviales.

Le prochain chapitre propose une synthèse critique des connaissances hydrogéologiques établies à partir des données existantes.

Chapitre 2 – Connaissances hydrogéologiques des aquifères alluviaux superficiels

Ce chapitre synthétise les connaissances hydrogéologiques issues de diverses sources données citées précédemment complétées par des travaux de modélisation localisée des écoulements souterrains. Ces connaissances hydrogéologiques sont ensuite analysées de manière critique.

II.2.1. Synthèse des travaux de caractérisation hydrogéologique antérieurs

Les principaux travaux de caractérisation hydrogéologique proviennent d'anciennes études de caractérisation hydrogéologique réalisées par le bureau d'étude C.P.G.F., une étude sur la ressource quantitative de bureau d'étude CESAME [2010] et des modèles numériques d'écoulement réalisés par l'Ecole des Mines de Saint-Etienne [ALLIGNOL, 1997] ; [MIMOUN, 2004] ; [BIALLET, 2005].

II.2.1.1. Etudes de caractérisation hydrogéologique

Le bureau d'étude C.P.G.F. a réalisé, entre 1965 et 1980, une vingtaine de rapports techniques sur la caractérisation de la ressource en eau dans la plaine du Forez. Ces rapports avaient un objectif prospectif consistant principalement à déterminer des zones favorables à l'implantation de captages pour l'alimentation en eau potable. C'est pourquoi la caractérisation hydrogéologique concerne en premier lieu l'acquisition et l'interprétation :

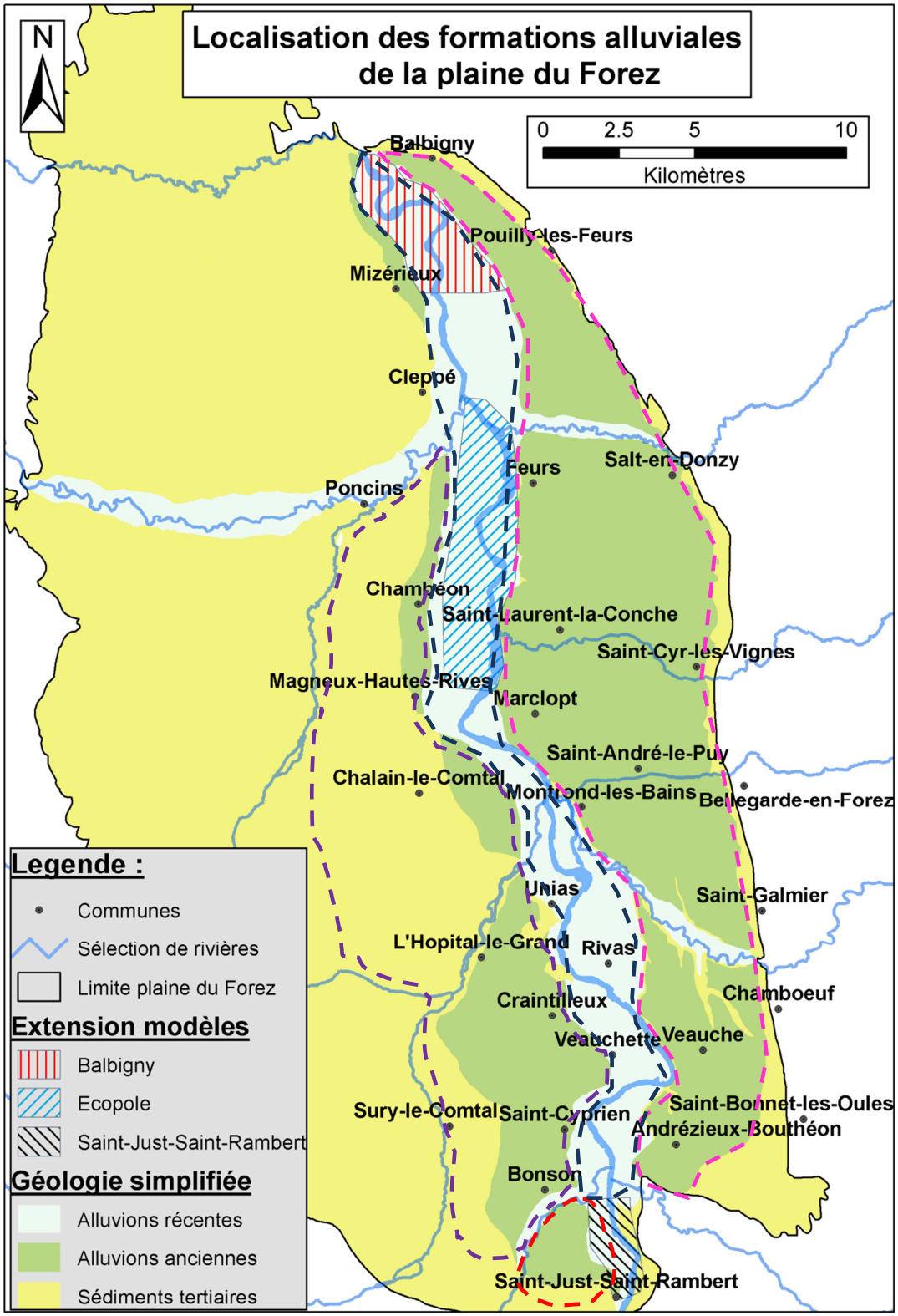
- de données géophysiques comme les sondages et panneaux électriques donnant lieu à des cartes de résistivité localisées des alluvions ;
- de forages de reconnaissance donnant lieu à une interprétation géométrique à partir des logs ;
- d'essais de débit donnant lieu à des estimations de transmissivités traduisant le potentiel d'exploitation des eaux.

Les références bibliographiques des rapports techniques de caractérisation hydrogéologique du bureau d'étude C.P.G.F. ont été reportées en Annexe 6.

L'ensemble de ces caractérisations hydrogéologiques réparties dans la plaine du Forez ont été synthétisées dans le document « Contribution des Services Extérieurs du Ministère de l'Agriculture à la connaissance des ressources en eaux souterraines dans le département de la Loire » de décembre 1981. Ce document de synthèse a été rédigé par Castex [1981] pour le compte de la Direction Départementale de la Loire (DDA Loire) et du Service Régional de l'Aménagement des Eaux (SRAE Rhône-Alpes). Conformément aux différents rapports C.P.G.F., la synthèse de Castex [1981] propose un regroupement des formations alluviales en quatre entités géographiques distinctes illustrées en Carte 11, il s'agit :

- des alluvions anciennes de la rive droite de la Loire (zone tiretée de couleur rose) ;
- des alluvions anciennes de la rive gauche de la Loire (zone tiretée de couleur violette) ;
- des alluvions récentes de la Loire situées dans la partie Sud de la plaine au droit de la confluence avec le Bonson (zone tiretée de couleur rouge) ;
- des alluvions récentes de la Loire dans la plaine du Forez (zone tiretée de couleur bleue foncée).

Chaque entité géographique fait l'objet d'une description des principales caractéristiques hydrogéologiques. Enfin un jugement est porté sur l'intérêt de la nappe par rapport à la ressource en eau tant sur le plan qualitatif que quantitatif.



Carte 11 - Localisation des connaissances hydrogéologiques dans la plaine du Forez. Le zonage hachuré correspond aux limites des modèles d'écoulements souterrains existants. Le zonage en traits tiretés correspond au découpage en entité géographique décrite dans le rapport de synthèse Castex [1981].

- Alluvions anciennes de la rive gauche de la Loire

Les alluvions anciennes constituées de sables, graviers et galets reposent sur un substratum tertiaire argileux. L'extension de cette formation alluviale est mal définie, en forme d'auréole entre les dépôts tertiaires à l'Est et la plaine alluviale récente de la Loire à l'Ouest. Elle a été mise en évidence depuis Boisset-les-Montrond au Sud, jusqu'au niveau de la boucle de Marclopt, légèrement au Sud de Magneux-Haute-Rive. Suivant cette même direction, un lambeau de terrasse pourrait subsister plus au Nord, au droit du village de Chambéon. Les caractéristiques hydrogéologiques de cette formation sont peu connues ; les résistivités des terrains obtenues lors des campagnes C.P.G.F. de sondages électriques tendent à montrer une assez grande hétérogénéité des alluvions et une perméabilité assez faible. L'essai de pompage réalisé dans le puits de captage de Chalain-le-Comtal (Syndicat des Petites Varennes) indique une transmissivité de $2{,}8.10^{-3}$ m²/s, soit une perméabilité d'environ 5.10^{-4} m/s pour une épaisseur mouillée de 5 mètres.

- Alluvions anciennes en rive droite de la Loire

L'aquifère est localisé dans la partie Est de la plaine du Forez entre les Monts du Lyonnais et le fleuve Loire. Il s'étend selon une bande orientée Nord/Sud d'environ 40 km de long et 5 km de large depuis Andrézieux-Bouthéon au Sud jusqu'à Balbigny au Nord.

L'aquifère est constitué par des formations fluviatiles anciennes (anciennes terrasses) composées de sables, graviers et galets reposant sur un substratum tertiaire, à prédominance argileuse ou argilo-sableuse. Le système aquifère est très difficile à décrire en raison de la grande hétérogénéité spatiale et verticale des faciès sableux.

D'une façon schématique, les zones basses du substratum tertiaire à remplissage d'alluvions anciennes sont situées en bordure Est. Elles se présentent sous la forme de bandes allongées sensiblement parallèles à la bordure des Monts du Lyonnais. L'épaisseur de remplissage par les alluvions peut atteindre localement 25 m pour une puissance de nappe comprise entre 3 et 8 m. L'épaisseur des alluvions diminue en direction de la Loire en même temps que la proportion d'argiles augmente. Localement, dans certains secteurs, le substratum tertiaire affleure. La perméabilité de cette formation aquifère est très variable. Dans les zones les plus favorables, les valeurs de perméabilité sont comprises entre 3 et 6.10^{-4} m/s avec des transmissivités correspondantes de 2 à 3.10^{-3} m/s. La zone Nord, comprise entre la rivière la Toranche et Balbigny, est très peu documentée et laisse entrevoir un système aquifère encore plus complexe. Les écoulements sont dirigés globalement de l'Est vers l'Ouest avec quelques singularités locales, notamment le drainage de la nappe par des affluents de la Loire encaissés (Curraize, Coise, …). Cette ressource en eau est exploitée en plusieurs secteurs pour l'alimentation en eau potable des communes (St Bonnet-les-Oules, Chamboeuf, Saint-Galmier, Syndicat du Val d'Anzieux, Bellegarde-en-Forez, Montrond-les-Bains). Pour cette formation aquifère, il est difficile de définir le toit du substratum imperméable sur lequel repose les réservoirs aquifères.

- Alluvions récentes de la Loire situées dans la partie Sud de la plaine, au droit de la confluence avec le Bonson

Les alluvions récentes de la Loire renferment une nappe libre dont le fleuve Loire draine les eaux. Les alluvions récentes sont constituées de sables, graviers et galets, d'une épaisseur moyenne de 4 à 5 m, avec localement des secteurs surcreusés pouvant atteindre 8 m de profondeur. La puissance de la nappe est faible (entre 2 et 5 m) et est fonction du niveau du fleuve Loire. Les valeurs de perméabilités sont comprises entre 0,2 et 5.10^{-3} m^3/s.

Dans le cadre d'une précédente étude, une description géologique fine de cet aquifère a été réalisée. Cette étude a permis d'identifier, d'une part, les différentes formations alluviales dans lesquelles la Loire s'est successivement encaissée au cours du Plio-Quaternaire, formant des terrasses étagées et, d'autre part, l'existence de paléochenaux.

La coupe géomorphologique interprétative Est-Ouest est présentée en Figure 10. À l'Ouest, deux terrasses alluviales dominent respectivement de +10 mètres et +15 mètres le lit mineur du fleuve. La basse terrasse la plus récente se retrouve en rive droite du fleuve dans la partie Sud. Ces formations renferment une nappe d'eau libre. Dans la partie Est, c'est à dire au niveau de Saint-Just-Saint-Rambert, le lit du cours d'eau vient buter contre le socle hercynien constitué de granites et de micaschistes. Deux anciens chenaux de la Loire perchés respectivement à +25 m et +40 m y ont été identifiés.

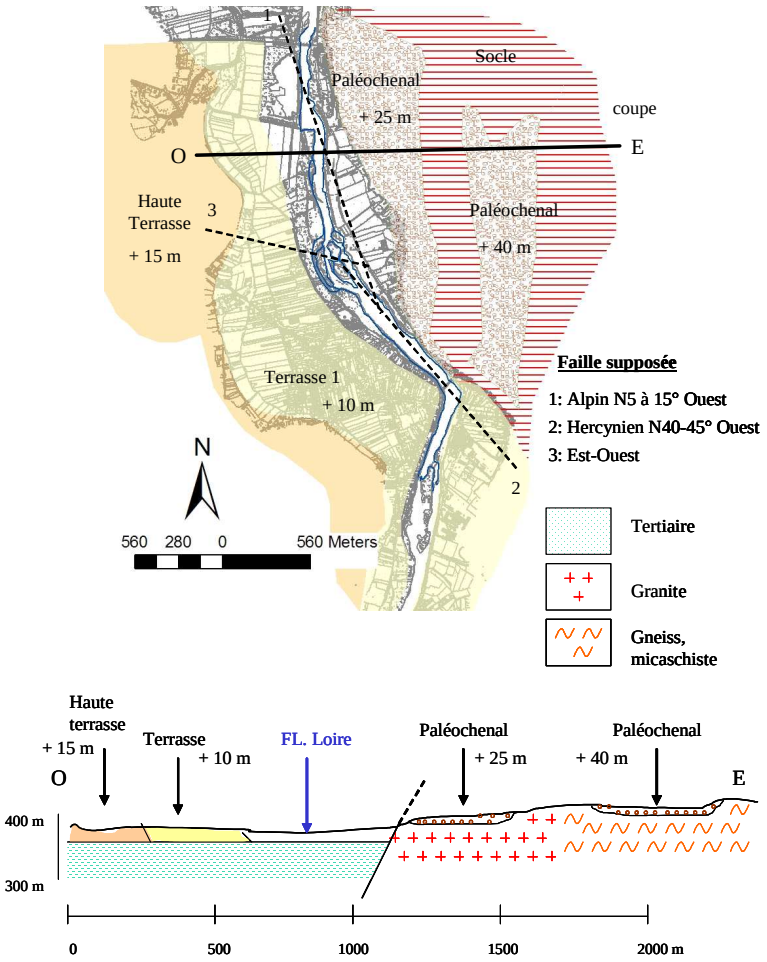


Figure 10 - Carte géologique et coupe Est-Ouest du secteur de Saint-Just-Saint-Rambert. Données issue de Baillet [2005].

Les alluvions récentes et actuelles du fleuve correspondent aux dépôts les plus récents. Elles sont constituées de matériaux de nature granitique ou basaltique dont la granulométrie va jusqu'à 150 à 200 mm. D'une épaisseur variant de 6 à 8 mètres, elles forment une bande de 250 mètres de large de part et d'autre de la rivière. Ces formations renferment une nappe d'eau libre.

- Alluvions récentes de la Loire dans la plaine du Forez

L'aquifère est constitué par les alluvions récentes de la Loire (sables, graviers et galets à éléments grossiers à la base, blocs, reposant sur des dépôts tertiaires à dominance argileuse) qui, dans la plaine du Forez, constituent une bande de 15 km de longueur et d'une largeur moyenne de 1 km. Les écoulements de la nappe des alluvions récentes ont une direction N-E en rive gauche et N-O en rive droite, d'une manière générale, ils convergent vers la Loire.

La ligne d'eau de la Loire constitue le niveau affleurant de la nappe. Sur la majeure partie du linéaire, la Loire draine la nappe en basses eaux comme en hautes eaux, il arrive que localement au niveau de seuils ou paléochenaux la Loire réalimente la nappe.

L'épaisseur de ces alluvions quaternaires est dans l'ensemble faible (généralement inférieure à 8 m) et très variable suivant les secteurs de la plaine. Au Nord, entre Feurs et Balbigny, l'épaisseur est de l'ordre de 5 à 7 m. Au niveau de la commune de Chalain-le-Comtal, en rive gauche de la Loire, elle est comprise entre 3,5 m et 5,5 m. Au droit de Montrond-Les-Bains, les épaisseurs d'alluvions varient de 1,8 m à 6,1 m, tandis que plus au Sud, dans le secteur d'Unias, elles sont comprises entre 4 et 6 m.

La puissance de la nappe est généralement assez faible (comprise entre 2 et 5 m) et est fonction du niveau de la Loire.

Les alluvions ont une perméabilité qui varie entre 1.10^{-3} m/s pour les secteurs les plus perméables à 1.10^{-4} m/s pour les secteurs légèrement colmatés. Ces formations alluviales constituent le principal réservoir aquifère de la plaine du Forez.

II.2.1.2. Opérations de modélisation numérique des écoulements souterrains

Les opérations de modélisation des écoulements souterrains sont localisées en Carte 11. Ces travaux de modélisation ont été entrepris par l'Ecole des Mines de Saint-Etienne et sont présentés sous forme de tableau synthétique (Tableau 1).

Tableau 1 - Synthèse des principales propriétés des modèles numériques des écoulements souterrains des alluvions de la plaine du Forez.

	Modèle de Balbigny	Modèle de l'Ecopôle du Forez	Modèle de Saint-Just
Sources	[ALLIGNOL, 1997] révisé Ré-Bahuaud	[MIMOUN, 2004]	[BIALLET, 2005] révisé Ré-Bahuaud
Dimension du modèle	Ecoulement dans le plan (2D)	Ecoulement dans le plan (2D)	Ecoulement dans le plan (2D)
Superficie du modèle (km²)	10	18	4
Formation géologique	Alluvions récentes de la Loire rive droite et rive gauche	Alluvions récentes de la Loire rive droite et rive gauche	Alluvions récentes de la Loire rive gauche
Régime	Permanent	Permanent	Permanent
Situation hydrogéologique simulée	Hautes eaux (1977) et Basses eaux (1981)	Basses eaux (2003 - 2005) et Hautes eaux (2003 -2005)	Basses eaux (2003)
Méthode de résolution	Différences Finies	Différences Finies	Différences Finies
Objectifs de caractérisation	Simuler l'impact de l'implantation de gravières	Simuler l'impact de l'implantation de gravières	Simuler l'impact d'une tranchée drainante pour améliorer la productivité d'un captage AEP
Type de nappe	Libre, monocouche	Libre, monocouche	Libre, monocouche
Maillage (m)	25 m	50 m	25 m
Entrées	Hauteurs imposées en bordure des alluvions récentes	Hauteurs imposées en bordure des alluvions récentes + Infiltration efficace pour la situation de hautes eaux	Hauteurs imposées en bordure des alluvions récentes
Sorties	Hauteur et débit imposé correspondant à l'altitude de la Loire (sans limitation de flux)	- Hauteur imposée correspondant à l'altitude de la Loire (avec limitation de flux par un coefficient de colmatage) ; - Pompages	- Hauteur imposée correspondant à l'altitude de la Loire (avec limitation de flux par un coefficient de colmatage) ; - Pompages
Epaisseur mouillée (m)	$1 < e < 7$	$0,6 < e < 6$	$0,4 < e < 8$
Perméabilité calibrée (m/s)	$1.10^{-4} < K < 5.10^{-3}$	$6.10^{-4} < K < 4,5.10^{-3}$	$1.10^{-5} < K < 1.10^{-3}$
Zonage perméabilité	Carte de résistivité électrique des alluvions [CPGF, 1976-78]	Carte de résistivité électrique des alluvions [CPGF, 1976-78]	Modélisation inverse (winpest)

Les modèles de Saint-Just-Saint-Rambert et de Balbigny ont été actualisés et transposés sous une version récente du logiciel Visual Modflow® v2009.1 Premium. Les capacités de mémoire et la puissance de calcul étant plus importantes, les modèles ont été raffinés.

Les points communs de ces trois modèles concernent :

- la localisation qui est cantonnée aux alluvions récentes de la Loire ;
- les conditions de régime permanent reflétant majoritairement des situations de basses eaux hydrogéologiques ;
- le fonctionnement dynamique des aquifères modélisés qui considèrent un régime de nappe libre monocouche ;
- la dimension des modèles représente les écoulements en plan (2D) et considère une distribution spatiale des perméabilités.

II.2.1.3. Etude sur la ressource quantitative en eau

Suite au diagnostic du SAGE Loire, une étude sur la ressource quantitative en eau a été réalisée par le bureau d'étude CESAME [CESAME, 2010] dont la maîtrise d'ouvrage a été assurée par le Conseil Général de la Loire. Ce rapport propose, dans un premier temps, de définir des entités géographiques afin de réaliser, dans un second temps, une analyse de la ressource et des besoins en eau au niveau de chaque entité et dans un troisième temps, de définir l'adéquation entre la ressource et les besoins afin de proposer des actions de gestion.

Un point particulier de cette étude concerne une estimation des volumes d'eau disponibles annuellement par entité géographique. Ce volume correspond à la somme entre la part d'eau infiltrée alimentant l'aquifère considéré et la part d'eau ruisselée assimilée aux eaux superficielles. Ce volume est calculé à partir d'un bilan hydrique ramené à un pas de temps (mensuel et annuel) et à la surface de l'entité géographique considérée en prenant en compte la pluviométrie mesurée (P), retranchée de l'évapotranspiration réelle estimée (ETR qui est fonction de la nature du sol). Une répartition de ce volume ($V = P – ETR = R + I$) est proposée entre la composante superficielle (R : ruissellement) et la composante souterraine (I : infiltration) à partir d'hypothèses sur les modalités d'alimentation des nappes qu'elles soient superficielles ou profondes.

L'avantage de cette méthode réside dans le fait qu'elle permette d'estimer des volumes de recharge annuelle par aquifère ou groupement d'aquifères. Les inconvénients de cette méthode seront abordés par la suite.

II.2.2. Analyse critique des connaissances hydrogéologiques des aquifères alluviaux

Ce paragraphe propose une analyse critique des connaissances issues de ces différents travaux du point de vue de la démarche adoptée pour caractériser le fonctionnement hydrogéologique de certains secteurs de la plaine du Forez. Cette analyse ne peut donc se faire qu'en ayant conscience du contexte dans lequel ils ont été réalisées. En effet, les techniques et objectifs de caractérisation hydrogéologique ont beaucoup évolués.

Certaines études, comme celles de C.P.G.F., ont été réalisées autour des années 1970 tandis que l'étude CESAME date de l'année 2010. Les préoccupations concernant les enjeux de la ressource en eau sont passées de la recherche de productivités locales pour l'exploitation des eaux souterraines à des besoins de gestion et une protection de la ressource.

- Etudes de caractérisation hydrogéologique (C.P.G.F.)

Il s'agit essentiellement d'une démarche prospective fondée sur des approches géophysiques (prospection électrique). En effet, les essais de débits et l'interprétation des données géophysiques et des cartes piézométriques ont permis d'identifier les secteurs propices à l'exploitation de ressources en eau (zones présentant les plus fortes transmissivités). Les secteurs les mieux caractérisés sont principalement localisés proches des communes les plus importantes (très peu de connaissance au Nord de Feurs, au Nord de Saint-Cyr-les-Vignes et au Nord de Sury-le-Comtal). Ainsi, dans les zones les plus productives et proches des plus grandes communes, des captages AEP ont été mis en place (par exemple : Chalain-le-Comtal, Unias, Saint-André le Puy et Andrézieux).

Les informations sur les propriétés physiques des aquifères (seulement les perméabilités) sont assez localisées. Dans le rapport du BRGM de 2007, intitulé « Etude préalable à l'actualisation de la synthèse hydrogéologique du département de la Loire », l'auteur concède que plusieurs secteurs des alluvions de la Loire ne sont pas ou peu caractérisés [BERTIN, 2007]. Des études prospectives complémentaires sont préconisées dans la plaine du Forez.

Par ailleurs, ces études C.P.G.F. n'ont pas eu pour vocation de caractériser la manière dont fluctue la ressource au cours du temps, ni de s'intéresser précisément à l'origine de la recharge (recharge par les précipitations ?, recharge latérale par les versants ?, recharge par des cours d'eau ?, recharge par des apports profonds ?). Ces types de caractérisation hydrogéologique nécessitent la mise en place d'autres outils et d'autres méthodes que celles employées à l'époque par le bureau d'étude C.P.G.F.

- Opérations de modélisation numérique des écoulements souterrains (EMSE)

Les modèles mis en place lors de travaux réalisés par l'Ecole des Mines de Saint-Etienne avaient des objectifs de caractérisation précis, tels que la quantification de l'impact sur la piézométrie locale de l'exploitation de ressources souterraines (eau ou granulat). Ainsi, ces modèles permettent de répondre à des besoins précis relatifs aux usages et à leurs impacts locaux sur les écoulements (prélèvements et implantations de gravières).

Ces impacts sur la piézométrie sont simulés pour des situations hydrogéologiques particulières comme par exemple l'atteinte d'un régime permanent en basses eaux.

Ces modèles n'ont pas eu pour vocation de caractériser la manière dont évolue les hauteurs d'eau dans l'aquifère au cours d'un cycle hydrologique et ne sont pas forcément représentatifs de la diversité des fonctionnements hydrodynamiques qui peuvent s'exprimer dans d'autres secteurs géographiques de la plaine du Forez. En matière de modélisation des écoulements à une échelle spatiale et temporelle plus grande, une autre démarche semble s'imposer.

- Etude sur la ressource quantitative en eau (CESAME)

La méthode employée dans le rapport CESAME repose sur des bilans d'aquifères regroupés en entités géographiques. Ces bilans n'expriment ni l'évolution dynamique ni la variabilité des écoulements qui peuvent exister dans chaque aquifère regroupé dans chacune de ces entités. Ensuite, cette méthode repose sur des hypothèses d'alimentation des nappes superficielles et profondes qui sont assujetties à de fortes incertitudes (par exemple des débits d'alimentation de versant estimés entre 1 et 3 l/s/km).

Ainsi, cette étude intègre les objectifs de gestion durable actuels mais ne cherche ni à exprimer l'aspect dynamique des écoulements ni à caractériser le fonctionnement physique des aquifères. Par ailleurs, cette étude ne considère pas d'autres origines de recharge que les précipitations locales.

Pour conclure, les connaissances hydrogéologiques ont révélé de nombreuses faiblesses notamment liées aux objectifs initiaux de caractérisations hydrogéologiques qui ne correspondaient pas forcément aux objectifs actuels.

Ces insuffisances concernent tout d'abord les caractérisations des nappes qui sont essentiellement localisées, c'est-à-dire qu'elles considèrent en priorité les zones exploitées. Ces caractérisations sont incomplètes et statiques, c'est-à-dire qu'elles ne considèrent pas la manière dont fluctue la ressource dans le temps ni ne s'intéressent à l'origine de la recharge des aquifères. Enfin, les découpages en entités géographiques sont discutables car ils ne différencient pas les différents étages de terrasses et supposent que chaque terrasse alluviale fonctionne de la même manière. L'identification d'entités géographiques de fonctionnement hydrogéologique serait plus pertinente.

Ce constat sur les faiblesses susmentionnées amène à s'intéresser à la manière d'améliorer la connaissance hydrogéologique en restant complémentaire des travaux déjà réalisés.

D'autres types de données et de connaissances disponibles sont également à prendre en compte : les suivis piézométriques des aquifères superficiels d'une part, les données hydrogéochimiques des aquifères superficiels et profonds d'autre part.

Le prochain chapitre traite des suivis piézométriques disponibles dans la plaine du Forez qui offrent l'opportunité de comprendre comment fluctue la ressource dans le temps.

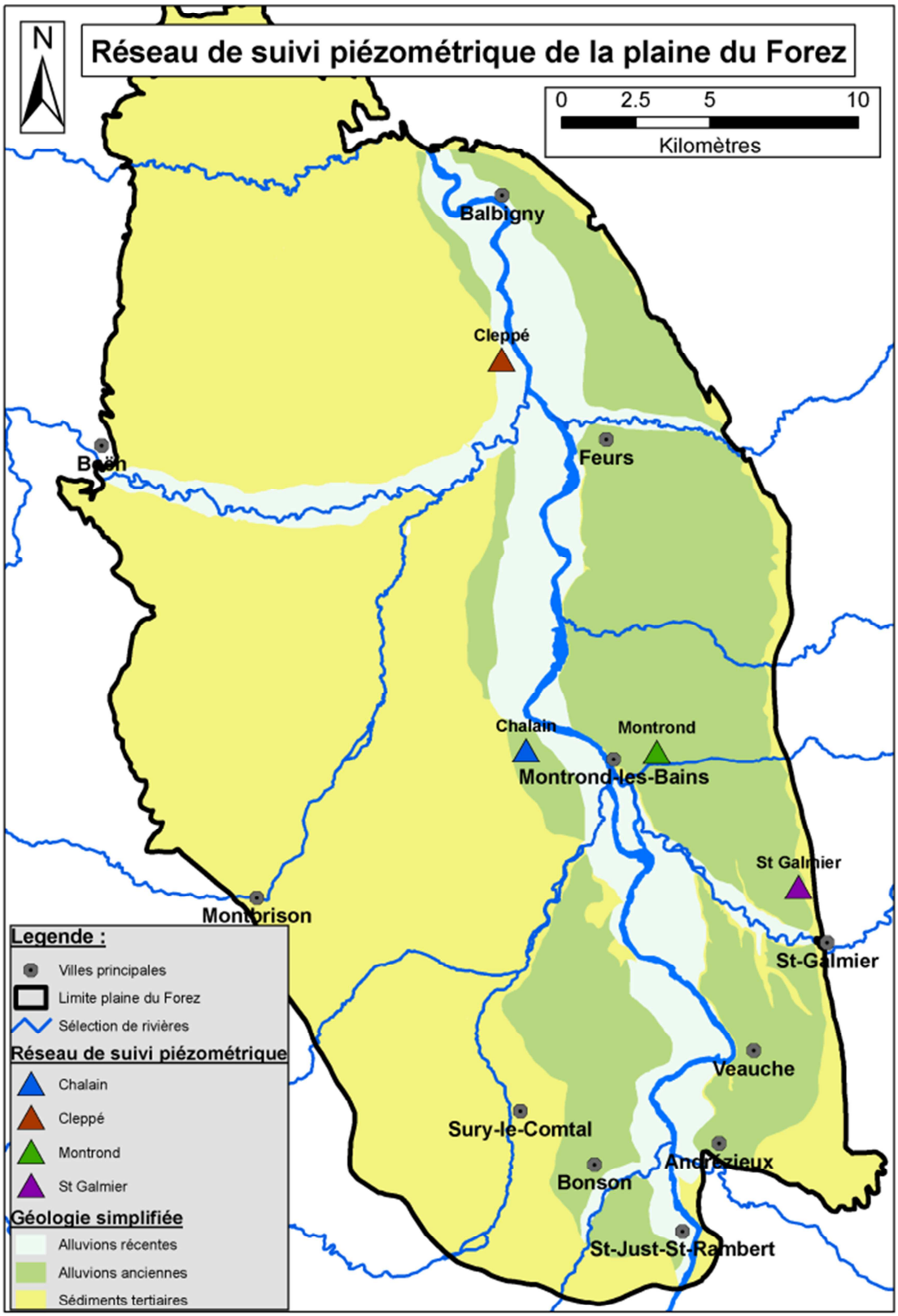
Chapitre 3 – Données piézométriques temporelles des aquifères alluviaux superficiels

Ce chapitre présente les informations techniques sur les points de suivi piézométrique situés dans les aquifères alluviaux superficiels de la plaine du Forez. Une réflexion est ensuite proposée sur l'exploitation possible des suivis piézométriques disponibles au regard d'une stratégie de gestion durable de la ressource.

II.3.1. Localisation, description technique et observation des points de suivi des variations piézométriques

II.3.1.1. Localisation des points de suivi piézométrique

Malgré les campagnes de mesures piézométriques réalisées dans le cadre de ce travail, le réseau de suivi piézométrique permanent dans la plaine du Forez ne compte actuellement (en 2012) que quatre points. Ces points sont référencés dans la base de données ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines) et sont localisés au niveau des alluvions superficielles en Carte 12 ci-dessous.



Carte 12 - Localisation du réseau de suivi piézométrique de la plaine du Forez. Les quatre points sont implantés dans les alluvions superficielles.

II.3.1.2. Description technique des points de suivi piézométrique

Les logs stratigraphiques correspondant à ces piézomètres sont reportés en Annexe 7. Une description technique est présentée ci-après :

- Le piézomètre de Saint-Galmier est situé dans les terrasses alluviales anciennes de la rive droite de la Loire, à la frontière avec les formations sédimentaires tertiaires affleurantes et au pied des reliefs des monts du Lyonnais. Le piézomètre est profond d'une quinzaine de mètres et est crépiné entre 9,30 m et 15,30 m. La fenêtre crépinée correspond au niveau aquifère et est composée de sables, conglomérats, galets, ainsi qu'une faible proportion argileuse. Ce niveau aquifère est surmonté d'une couverture argileuse (argiles sableuses et sables argileux) d'environ 9 mètres qui est supposée imperméable. L'altitude NGF du terrain naturel est situé à environ 386 m. Le niveau statique fluctue entre 11 et 12 m de profondeur par rapport au niveau du sol. L'enregistrement des niveaux piézométriques est journalier et a débuté le 21/05/1999.

- Le piézomètre de Chalain-le-Comtal est situé dans les terrasses alluviales anciennes de la rive gauche de la Loire, à la frontière avec les formations sédimentaires tertiaires. Le piézomètre est profond de dix mètres et est crépiné entre 5 m et 10 m. L'aquifère est composé de sables grossiers, galets et graviers. L'aquifère est surmonté d'une couverture argileuse d'environ 3,6 mètres. L'altitude NGF du terrain naturel est situé à environ 345 m. Le niveau statique fluctue entre 4 et 5 m de profondeur par rapport au niveau du sol. L'enregistrement des niveaux piézométriques est journalier et a débuté le 13/12/2005.

- Le piézomètre de Montrond-les-Bains est situé dans les terrasses alluviales en rive droite de la Loire. Il est profond d'environ 7 m et on suppose qu'il est crépiné sur l'ensemble du niveau aquifère. On ne dispose pas de log stratigraphique pour ce piézomètre mais par analogie avec les forages alentours, le niveau aquifère est sablo-graveleux. L'altitude NGF du terrain naturel est situé à environ 357,5 m. Le niveau statique fluctue entre 1 et 4 m de profondeur par rapport au niveau du sol. L'aquifère est surmonté d'une couverture argilo-sableuse d'environ un mètre. L'enregistrement des niveaux piézométrique est journalier et a débuté le 13/12/2005 au moment de l'arrêt de l'exploitation d'un captage situé à proximité (moins de 50 m). Ce captage ayant pu influer dans les premier temps le niveau piézométrique.

- Le piézomètre de Cleppé est situé dans les alluvions récentes en rive gauche, à la frontière avec les formations sédimentaires tertiaires (sédiments sableux du miocène). L'altitude NGF du terrain naturel est situé à environ 326 m. Le piézomètre est profond de 6,7 m mètres et est crépiné entre 3,40 m et 6,7 m. Le niveau statique fluctue entre 1 et 4 m de profondeur par rapport au niveau du sol. Le log stratigraphique semble indiqué qu'au droit du piézomètre, l'aquifère est surmonté d'une couverture argileuse d'environ 3,1 mètres d'épaisseur. L'enregistrement des niveaux piézométriques est journalier et a débuté le 26/04/1991. La mesure est probablement influencée par des pompages d'irrigation en période estivale et par la proximité du ruisseau du Béal (environ 40 m), situé à l'amont hydraulique. Un nivellement au DGPS a été réalisé pour ce ruisseau du Béal au plus proche du piézomètre de Cleppé. La cote altimétrique NGF du fond du ruisseau du Béal est de 325,3 ± 0,1 m. La hauteur du terrain naturel au niveau du piézomètre de Cleppé est de 325,7 ± 0,1 m. Le niveau piézométrique en hautes eaux est d'environ 325 m et en basses eaux de 323 m. Quelle que soit la situation piézométrique, la cote du ruisseau est toujours située au-dessus de la cote piézométrique au niveau du piézomètre de Cleppé.

En remarque il est important de préciser que les interprétations texturales des logs stratigraphiques disponibles dans la plaine du Forez indiquent souvent une texture argileuse plutôt que limoneuse. Il va de soi que cette distinction entre limon et argile est déterminante du point de vue des conséquences hydrogéologiques. Dans un cas, le transfert des eaux sera lent (limons) dans l'autre il sera empêché (argiles).

Ainsi, pour les logs des piézomètres de suivi, une certaine réserve est émise quant à l'existence de couvertures argileuses imperméables surmontant les formations aquifères. Ce point sera discuté dans la partie III lors de l'analyse des chroniques piézométriques.

II.3.1.3. Observation des chroniques piézométriques

Les chroniques piézométriques disponibles sous la banque de données ADES sont reportées en Figure 11 ci-après :

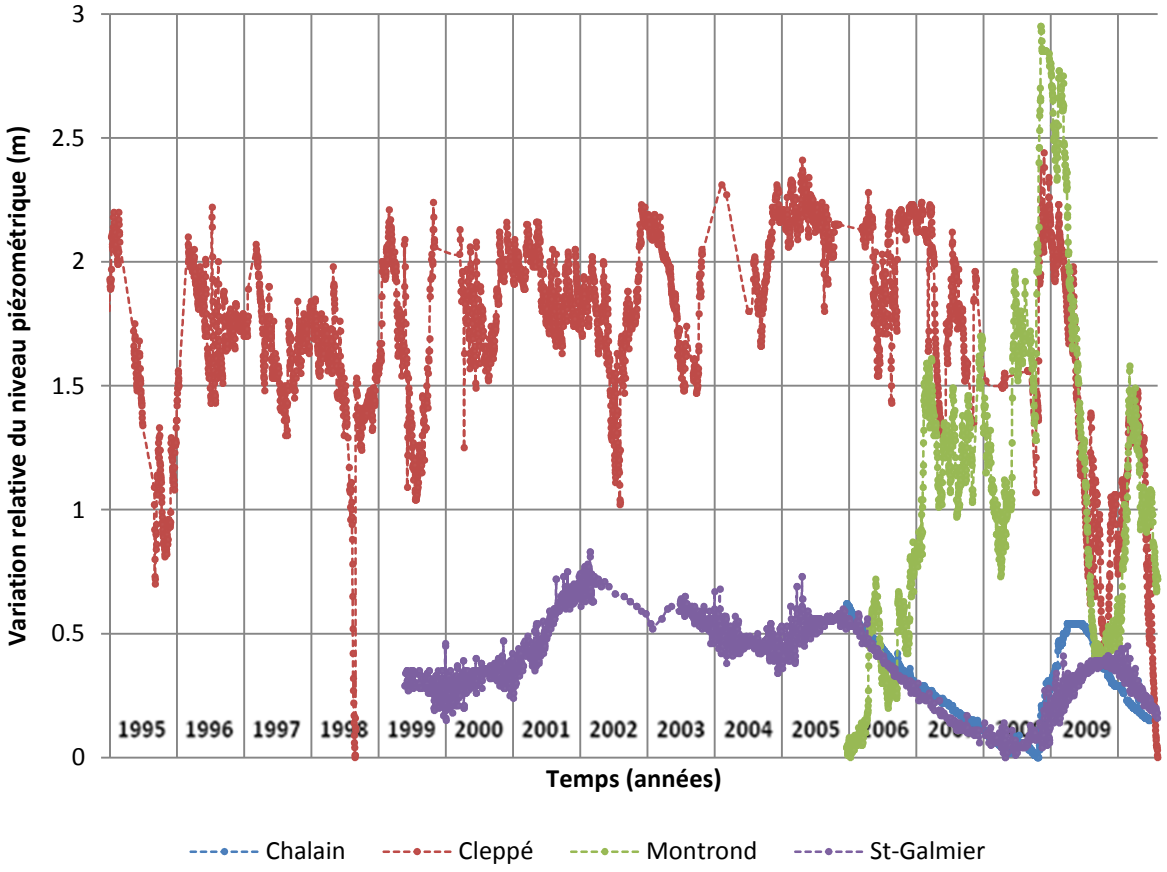


Figure 11 - Variation du niveau piézométrique en fonction du temps pour les 4 stations de mesures de la plaine du Forez. L'échantillonage est journalier excepté durant les périodes de disfonctionnement des sondes.

Il est important de noter que les oscillations rapides des chroniques de Saint-Galmier et de Chalain-le-Comtal ne correspondent pas à un signal de nappe mais constituent en réalité un artéfact lié à l'infiltration directe d'eaux superficielles dans l'ouvrage lors d'épisodes pluvieux intenses (Information issue de la DREAL Rhône-Alpes).

La maîtrise d'œuvre et l'entretient des quatre piézomètres de la plaine du Forez sont assurés par le BRGM. La vérification manuelle des niveaux piézométriques est régulièrement assurée afin de prévenir tout dysfonctionnement des dispositifs automatiques de mesure.

Pour chacun des piézomètres, le crépinage englobe l'intégralité de la couche aquifère, le niveau d'eau mesuré intègre l'ensemble des pressions le long de la colonne d'eau, ne permettant pas de distinguer une stratification des pressions.

Il est d'ores et déjà possible d'observer des différences importantes entre les quatre signaux piézométriques. Ces différents types de signaux laissent pressentir une certaine diversité de fonctionnement qui n'a pas encore été décrite dans la plaine du Forez et qui sera discutée dans la prochaine partie du mémoire.

II.3.2. Analyse critique des suivis piézométriques

Ce paragraphe propose dans un premier temps, une courte synthèse de la stratégie en France, pour le suivi piézométrique des aquifères dans le but d'en améliorer la gestion et dans un second temps, d'aborder une réflexion sur la façon d'appliquer à l'échelle locale cette stratégie nationale tout en intégrant les spécificités de la plaine du Forez.

- Stratégie française de suivi de la situation piézométrique des aquifères

Cette synthèse est largement empruntée au rapport du BRGM de Seguin et al. [2009] intitulé : « Les indicateurs piézométriques, un outil dans la gestion des hydrosystèmes : Orientations méthodologiques ».

Les piézomètres de suivi permettent d'enregistrer les fluctuations piézométriques au cours du temps en différents points stratégiques. Ces chroniques de hauteurs d'eau renseignent indirectement sur l'état des stocks d'eau des aquifères investigués. En France, de nombreux réseaux piézométriques sont répartis sur le territoire en fonction des enjeux liés à la ressource en eau souterraine. Les chroniques de hauteurs d'eau enregistrées par ces piézomètres sont centralisées sur la banque nationale d'Accès aux Données sur les Eaux Souterraines (ADES). Pour chaque piézomètre implanté, la question de sa représentativité vis-à-vis du contexte hydrogéologique régional est posée. Autrement dit, les fluctuations piézométriques enregistrées reflètent-elles le comportement général de l'aquifère ou expriment-elles des singularités locales ? La réponse à cette question n'est pas toujours immédiate et dépend essentiellement des connaissances de l'aquifère investigué.

Un bulletin national, faisant état de la situation hydrologique, synthétise sous forme de carte l'évolution de la ressource en eau (hydrologique et hydrogéologique). Ce bulletin comporte un volet sur la situation mensuelle des principaux aquifères exploités.

En complément de ces dispositifs de suivi et de la publication d'un bulletin national, des indicateurs piézométriques sont définis lors des SAGE. Ces indicateurs piézométriques déterminent des seuils de gestion qui sont des niveaux particuliers permettant de « déclencher des alertes puis des mesures de restriction d'usage en cas d'amorce d'une situation critique pouvant générer des conflits d'usage ou bien menacer l'équilibre de l'hydrosystème considéré ».

Parmi ces niveaux piézométriques seuils définis par les SAGE, on peut citer :

- Le niveau de Piézométrie Objectif d'Etiage (POE), qui permet d'assurer la coexistence normale des usages et le bon fonctionnement quantitatif et qualitatif de la ressource souterraine et des cours d'eau qu'elle alimente. Ce niveau doit être maintenu par une gestion à long terme des autorisations et des programmes relatifs aux prélèvements et aux autres usages ;
- Le niveau Piézométrie de CRise (PCR), au-dessous duquel la pérennité qualitative de la ressource souterraine, l'alimentation en eau potable, la survie des milieux qu'elle alimente sont menacés. Ce niveau doit être impérativement maintenu par toutes mesures préalables, notamment des restrictions des usages.

Le rapport BRGM de Seguin et al. [2009] propose quelques méthodes pour définir les seuils de gestion avec notamment : piézométrie objectif d'étiage, piézométrie d'alerte et piézométrie de crise.

Deux catégories de méthodes sont distinguées :

- l'une basée sur l'analyse des séries piézométriques sans modélisation ayant notamment recours aux outils et méthodes relatifs au traitement du signal. Cette analyse vise à la recherche de seuils historiques, à la recherche de relations entre niveaux piézométriques et entrées diverses, à l'étude fréquentielle des chroniques piézométriques et à l'ajustement de lois de probabilité ;
- la seconde basée sur l'utilisation de la modélisation des hydrosystèmes (modélisation spatialisée ou globale) afin de simuler des situations prévisionnelles.

- Vers une application locale : Les aquifères de la plaine du Forez

Appliqué au contexte de la plaine du Forez, la stratégie nationale de mise en œuvre de seuils de gestion se heurte à plusieurs limites :

- La première limite est liée à la faible densité de points de suivi compte tenu de la surface totale de la plaine alluviale. Idéalement, il faudrait disposer de chroniques de l'état des niveaux piézométriques en différents points stratégiques de l'aquifère et sur de longues périodes (plusieurs dizaines d'années) ;
- La seconde limite est liée au manque général de connaissances hydrogéologiques et plus spécifiquement au fait qu'aucune description ni interprétation des quatre signaux piézométriques disponibles n'ait été entreprise. Idéalement, il faudrait disposer de modèles (spatialisés ou globaux) qui permettent de reproduire les variations de stocks des aquifères et qui permettent de réaliser des prévisions suivant différents scénarios (scénarios de gestion ou de crise).

Ainsi, il semble pertinent de s'intéresser à l'analyse des signaux piézométriques (Chalain, Saint-Galmier, Cleppé et Montrond) afin de caractériser les fonctionnements hydrogéologiques qui leur sont associés. La caractérisation des fonctionnements transitoires basée sur l'analyse des fluctuations piézométriques permettra d'interpréter les vulnérabilités quantitative et qualitative des aquifères, utiles pour améliorer la gestion durable de la ressource (définition de niveaux seuils). Par ailleurs, cette caractérisation permettra de juger de la représentativité des piézomètres dans le contexte régional.

L'analyse détaillée des fluctuations piézométriques des quatre piézomètres de suivi sera présentée en partie III.

Chapitre 4 - Données hydrogéochimiques des eaux souterraines des aquifères superficiels et profonds

Ce chapitre fait l'état des lieux des données hydrogéochimiques des eaux souterraines dans la plaine du Forez et se décline de la façon suivante :

Un premier paragraphe sur les sources de données hydrogéochimiques disponibles et leur localisation. Un second paragraphe sur les implications chimiques du transit des eaux dans les compartiments souterrains (superficiels et profonds) à partir d'analyses d'eaux issues des différents compartiments superficiels et profonds. Un troisième paragraphe sur les interactions possibles entre ces différents compartiments souterrains. Un dernier paragraphe sur une analyse critique des données hydrogéochimiques disponibles.

II.4.1. État des lieux et localisation des données hydrogéochimiques disponibles

Les eaux souterraines, qu'elles proviennent des alluvions superficielles ou des formations sédimentaires tertiaires, ont des signatures chimiques distinctes et conditionnent les modalités d'exploitation et le type d'usage.

Ainsi, des sources de données hydrogéochimiques ont été sélectionnées de manière à être les plus représentatives possibles des différentes formations hydrogéologiques, c'est-à-dire représentant la variabilité des eaux des formations alluviales superficielles et celles des formations sédimentaires profondes.

Ces données sont reportées sur la Carte 13 et concernent :

- Les points de localisation des analyses hydrogéochimiques en ions majeurs des captages AEP (Alimentation en Eau Potable) qui ont été extraites d'ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines). Les points concernés correspondent à des forages peu profonds (< 15 m) dans les formations alluviales superficielles. Les échantillons couvrent l'ensemble des alluvions, comprenant les alluvions récentes et les terrasses anciennes (sauf le 3ième palier). Les analyses hydrogéochimiques brutes sont présentées sous forme de tableaux en Annexe 8 ;

- Les points de localisation d'une sélection de données sur la chimie et géochimie des eaux minérales (forages profonds de Montrond) et superficielles (ruisseau de l'Anzieux). Ces données sont issues des travaux de recherche entrepris par l'Université Jean Monet (conjointement, la thèse de Gal [2005] et l'article de Renac et al. [2010]). Cette sélection de données hydrogéochimiques et isotopiques est présentée en Annexe 9 et Annexe 10.

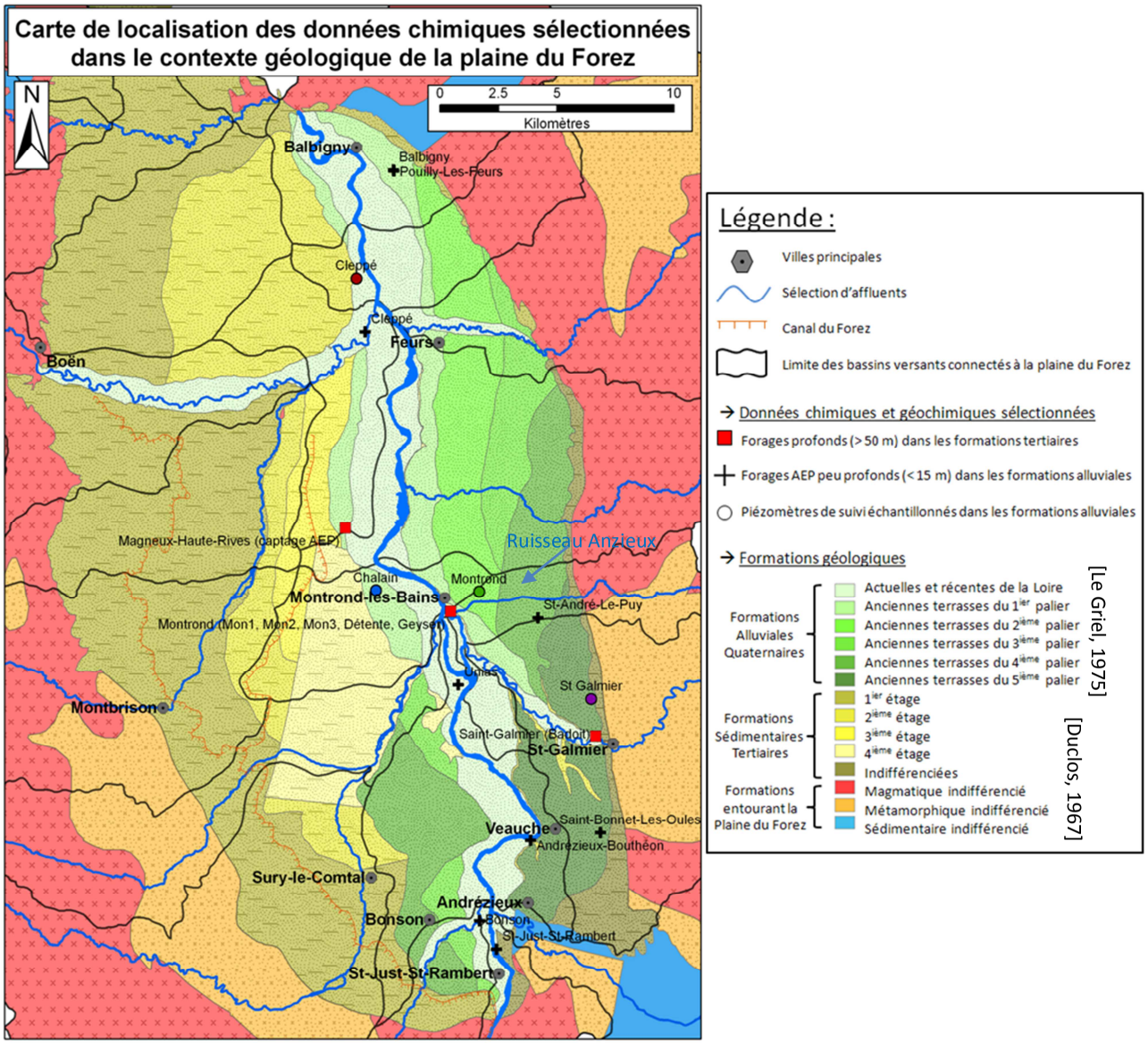
- Les points de localisation des quatre piézomètres de suivi présentés précédemment. Les analyses chimiques ont été réalisées au cours de ce travail de thèse par le laboratoire IPL (Institut Pasteur de Lille) et sont présentés dans le Tableau 2 ci-dessous.

Tableau 2 - Tableaux des analyses chimiques en ions majeurs des piézomètres de suivi (laboratoire IPL Institut Pasteur de Lille de Saint-Etienne). L'échantillonnage a été effectué le 11/03/2011 pour les piézomètres de Chalain et Cleppé et le 16/03/2011 pour les piézomètres de Saint-Galmier et Montrond.

	Saint-Galmier	Montrond	Cleppé	Chalain
Code BSS	07208X0197/F1C	07204X0084/PZ	06967X0046/CLEPPE	07203X0168/PZ
X Lambert 2e (m)	753660	748880	743639	744462
Y Lambert 2e (m)	2069155	2073710	2086978	2073767
Altitude (m)	385	354	326	342.5

Paramètres	**Résultats**				Normes
Conductivité (µS/cm)	467	506	448	932	NF EN 27888
pH	6.25	6.9	6.5	6.75	NFT 90-008
Sulfates (mg/L)	22.9	40	30	145	NF EN ISO 10304-1
Nitrates (mg/L)	26.1	49.6	<1	3.7	NF EN ISO 10304-1
Sodium (mg/L)	30.21	19.51	17.25	73.37	NF EN ISO 11885
Potassium (mg/L)	2.69	1.65	1.23	16.74	NF EN ISO 11885
Magnésium (mg/L)	13.11	14.39	6.43	27.36	NF EN ISO 11885
Hydrogénocarbonates (mg/L)	198	146	214	328	NF EN ISO 9963-1
Chlorures (mg/L)	24.9	35.7	30	61	NF EN ISO 10304-1
Calcium (mg/L)	41	102.1	64.24	126.9	NF EN ISO 11885
Silice (mg/L)	64.1	41	20.92	24.46	NF EN ISO 11885
Température de mesure (°C)	20.8	20.8	20.5	20.4	Sonde de température

Mesures sonde terrain	**Résultats**			
Conductivité (µS/cm)	436.00	500.00	234.00	800.00
pH	5.27	6.05	6.14	6.39
Température in situ (°C)	13.6	10.7	8.75	9.58



Carte 13 - Localisation des données hydrogéochimiques sélectionnées dans le contexte géologique de la plaine du Forez.

A propos des travaux de recherche entrepris par l'Université Jean Monet, le mémoire de thèse de Gal [2005] propose une étude géochimique du continuum précipitations, eaux de surface et eaux profondes de l'Est du Massif Central (incluant la plaine du Forez). Une partie de ces travaux est consacrée à la caractérisation des sources minérales profondes. Cette caractérisation est issue d'interprétations et de modélisations thermodynamique (PHREEQC [PARKHURST et APPELO, 1999]), hydrogéologique (TOPODRIVE [HSIEH, 2001]) et isotopique (FLOWPC) à partir de données géochimiques et isotopiques collectées au cours de ces travaux de thèse.

L'article de Renac et al. [2010] (en partie basé sur les résultats de thèse de Gal [2005]), propose un essai de datation des eaux du graben du Forez et les modalités de transfert chimique des eaux souterraines transitant entre les niveaux les plus superficiels des sédiments tertiaires (environ une cinquantaine de mètres) et les niveaux les plus profonds (environ 500 m) ainsi que le mélange avec des fluides hydrothermaux. Cette discussion porte sur les interactions eau-roche et sur la datation des eaux comprise entre 2000 ans pour les niveaux aquifères les moins profonds et jusqu'à 37 000 ans pour les niveaux les plus profonds (Annexe 10). Ces hypothèses sont basées sur l'analyse couplée en éléments chimiques majeurs et isotopiques avec une modélisation thermodynamique.

Le paragraphe suivant traite des implications chimiques du transit des eaux dans les compartiments souterrains, de l'identification des faciès suivant le contexte hydrogéologique et de la confrontation de ces faciès les uns avec les autres.

II.4.2. Signature chimique ou faciès hydrochimiques des eaux souterraines (composition en éléments majeurs)

Ce paragraphe décrit quelques généralités sur la complexité des interactions pouvant affecter les eaux souterraines au cours de leur transit. Ces généralités sont à considérer dans le contexte particulier de la plaine du Forez. Le lecteur initié pourra se reporter directement aux diagrammes de Piper et Schœller mettant en scène les données hydrochimiques disponibles.

Initialement, les eaux alimentant les compartiments souterrains proviennent majoritairement des précipitations, ces précipitations ayant atteint le sol (au sens pédologique) cèdent une partie du flux au profit des processus d'évaporation et de transpiration des plantes. La part non reprise des eaux (environ 1/3 des précipitations pour des climats tempérés) va pouvoir percoler à travers le sol et s'infiltrer dans la zone non saturée. Le sous-sol (incluant la zone non saturée et la zone saturée) en présence des différentes phases : liquide (eau + éléments dissous), gazeuse (air) et solide (matrice poreuse) est le siège de nombreux phénomènes physiques et (bio)chimiques, chaque phase pouvant interagir les unes avec les autres.

Au cours de son infiltration à travers la zone non saturée, l'eau va s'extraire peu à peu de l'influence de l'atmosphère et atteindre un premier niveau saturé. Le trajet de l'eau dans les compartiments souterrains est relativement lent par rapport à celui des eaux de surface dans le cycle hydrologique et peut être plus ou moins long suivant le contexte géologique. L'écoulement lent en souterrain va favoriser les processus hydrochimiques affectant l'eau (interactions eau–roche affectant par exemple l'enrichissement ou l'appauvrissement en éléments dissous ou le fractionnement isotopique).

Les caractéristiques physico-chimiques du sol, l'influence ou non de l'atmosphère et la nature lithologique du sous-sol (matériaux poreux encaissants) contrôlent ces processus chimiques et géochimiques.

Comme décrit dans le paragraphe précédent, la plaine du Forez se situe en domaine sédimentaire intracontinental silici-clastique (dominante sablo-argileuse peu carbonatée). Dans ce contexte, deux types de compartiments distincts sont rencontrés :

- Le premier compartiment, de surface, qui est constitué par les alluvions superficielles, est caractérisé par de faibles interactions eau – roche [SANJUAN et Al., 2001].

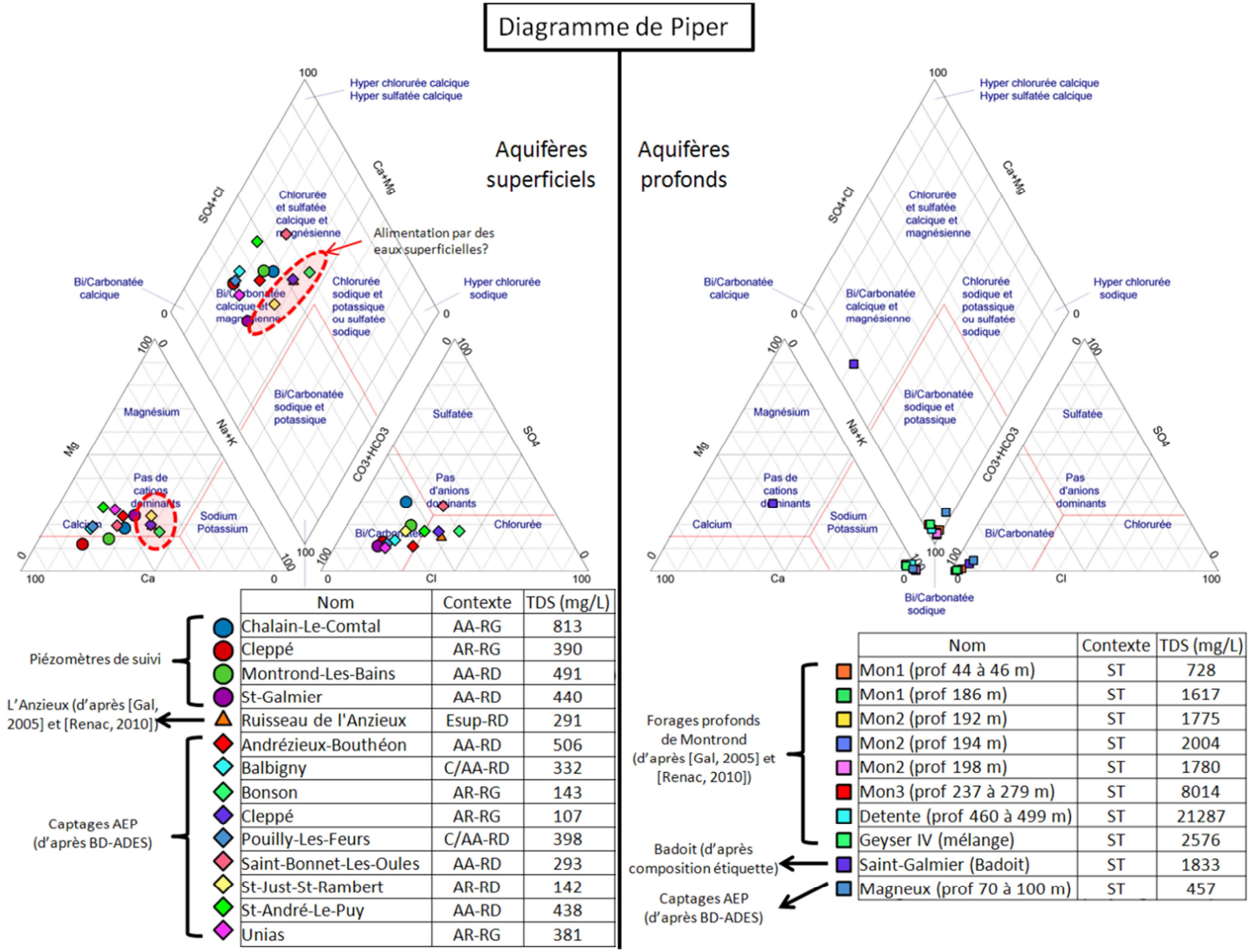
  Ces aquifères comportent une zone non saturée, communicant encore avec l'atmosphère, et une zone saturée plus en profondeur. Les débits plus ou moins réguliers de ces aquifères sont fonction de l'impluvium s'infiltrant au niveau de la zone de recharge. Elle contribue, en complément aux ressuyages de surface consécutifs aux précipitations, à l'alimentation des réseaux de ruisseaux et de rivières assurant le drainage des bassins versants [SIGG et Al. 2000]. Dans ce cas de figure, le système est dit ouvert vis-à-vis de l'atmosphère dont les échanges peuvent notamment affecter certains éléments chimiques comme le carbone inorganique.

  Ces généralités relatives à la nature du système (ouvert, fermé ou mixte) sont toutefois à modérer car les alluvions de la zone d'étude sont suspectées d'être localement captives. En situation captive, l'alimentation ne peut se faire que latéralement, les interactions avec l'atmosphère sont alors moins importantes. Dans ce cas de figure, le système est dit fermé. La notion de système fermé ou ouvert est somme toute théorique, la plupart du temps, les eaux des aquifères de surface évoluent en système mixte.

- Le second compartiment, plus profond et souvent captif, qui est accessible à la fraction des précipitations s'infiltrant en profondeur, est celui des eaux minérales dès lors que les temps de transfert des eaux sont suffisamment importants pour permettre des interactions eau-roche significatifs. Ces eaux, caractérisées par une minéralisation, un chimisme et des caractéristiques isotopiques à variabilité plus faible, font l'objet d'interactions eau – roche plus importantes [SERRA et Al., 2003]. La diversité et l'intensité des échanges eau - roche sont la conséquence de la nature lithologique des formations encaissantes et du temps de transfert plus ou moins long dans ces formations. Dans ce cas de figure, le système est dit fermé.

Ces généralités sont d'autant plus à moduler dès lors qu'il peut exister des échanges préférentiels entre différents compartiments dont les eaux sont d'origines diverses (par exemple des mélanges avec des fluides hydrothermaux, des pollutions d'aquifères captifs par des eaux superficielles, etc.).

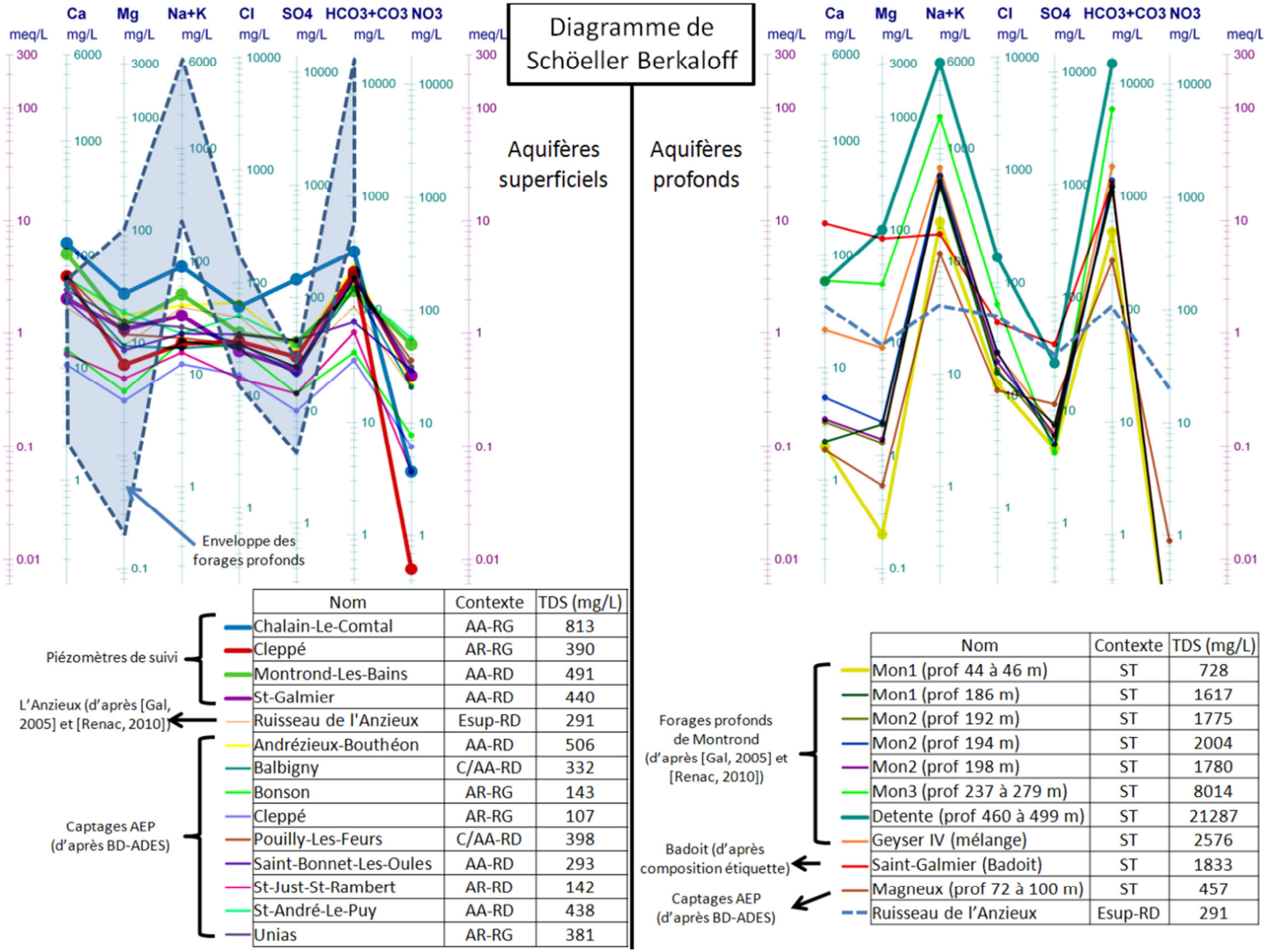
Les considérations précédemment évoquées ont des répercussions sur la signature chimique des eaux souterraines. La Figure 12 et la Figure 13 illustrent respectivement les diagrammes de Piper et Schöeller et permettent d'identifier les faciès hydrochimiques des eaux superficielles et profondes.



Nom	Contexte	TDS (mg/L)
Chalain-Le-Comtal	AA-RG	813
Cleppé	AR-RG	390
Montrond-Les-Bains	AA-RD	491
St-Galmier	AA-RD	440
Ruisseau de l'Anzieux	Esup-RD	291
Andrézieux-Bouthéon	AA-RD	506
Balbigny	C/AA-RD	332
Bonson	AR-RG	143
Cleppé	AR-RG	107
Pouilly-Les-Feurs	C/AA-RD	398
Saint-Bonnet-Les-Oules	AA-RD	293
St-Just-St-Rambert	AR-RD	142
St-André-Le-Puy	AA-RD	438
Unias	AR-RG	381

Nom	Contexte	TDS (mg/L)
Mon1 (prof 44 à 46 m)	ST	728
Mon1 (prof 186 m)	ST	1617
Mon2 (prof 192 m)	ST	1775
Mon2 (prof 194 m)	ST	2004
Mon2 (prof 198 m)	ST	1780
Mon3 (prof 237 à 279 m)	ST	8014
Detente (prof 460 à 499 m)	ST	21287
Geyser IV (mélange)	ST	2576
Saint-Galmier (Badoit)	ST	1833
Magneux (prof 70 à 100 m)	ST	457

Figure 12 - Diagrammes de Piper de composition d'une sélection d'eaux souterraines de la plaine du Forez obtenus à partir du logiciel Diagrammes (R. Smiler, LHA)). Avec à gauche, les eaux des aquifères superficiels (alluvions quaternaires) et à droite les eaux des aquifères profonds (sédiments tertiaires). Le contenu en TDS (Total Dissolved Species en mg/L) et le contexte géographique et géologique sont indiqués. (Avec AR = Alluvions Récentes, AA = Alluvions Anciennes, C/AA = Complexe Colluvial et Alluvial indifférencié, Esup = Eaux superficielles, ST = Sédiments Tertiaires, RD = Rive Droite et RG = Rive Gauche).



Nom	Contexte	TDS (mg/L)
Chalain-Le-Comtal	AA-RG	813
Cleppé	AR-RG	390
Montrond-Les-Bains	AA-RD	491
St-Galmier	AA-RD	440
Ruisseau de l'Anzieux	Esup-RD	291
Andrézieux-Bouthéon	AA-RD	506
Balbigny	C/AA-RD	332
Bonson	AR-RG	143
Cleppé	AR-RG	107
Pouilly-Les-Feurs	C/AA-RD	398
Saint-Bonnet-Les-Oules	AA-RD	293
St-Just-St-Rambert	AR-RD	142
St-André-Le-Puy	AA-RD	438
Unias	AR-RG	381

Nom	Contexte	TDS (mg/L)
Mon1 (prof 44 à 46 m)	ST	728
Mon1 (prof 186 m)	ST	1617
Mon2 (prof 192 m)	ST	1775
Mon2 (prof 194 m)	ST	2004
Mon2 (prof 198 m)	ST	1780
Mon3 (prof 237 à 279 m)	ST	8014
Detente (prof 460 à 499 m)	ST	21287
Geyser IV (mélange)	ST	2576
Saint-Galmier (Badoit)	ST	1833
Magneux (prof 72 à 100 m)	ST	457
Ruisseau de l'Anzieux	Esup-RD	291

Figure 13 - Diagrammes de Schöeller de composition d'une sélection d'eaux souterraines de la plaine du Forez (obtenus à partir du logiciel Diagrammes (R. Smiler, LHA)). Avec à gauche, les eaux des aquifères superficiels (alluvions quaternaires) et à droite les eaux des aquifères profonds (sédiments tertiaires). Le contenu en TDS (Total Dissolved Species en mg/L) et le contexte géographique et géologique sont indiqués. (Avec AR = Alluvions Récentes, AA = Alluvions Anciennes, C/AA = Complexe Colluvial et Alluvial indifférencié, Esup = Eaux superficielles, ST = Sédiments Tertiaires, RD = Rive Droite et RG = Rive Gauche).

Les deux représentations les plus répandues (diagrammes de Piper et Schöeller) sont proposées afin de tirer parti simultanément de leurs avantages (Figure 12 et Figure 13).

Le diagramme de Piper proposant une répartition exprimée en pourcentage des éléments les uns vis-à-vis des autres, permet de classer les eaux sous forme de faciès, d'identifier éventuellement des mélanges entre pôles distincts et de caractériser des chemins d'évolution des eaux entre ces pôles. Cependant, la représentation de Piper ne donne pas d'information sur le degré de minéralisation contrairement à la représentation de Schöeller dont chaque élément majeur est reporté sur un graphique en colonnes à échelles logarithmiques et permet une comparaison quantitative élément par élément (l'unité étant exprimée en mg/L et meq/L).

Le contenu total des espèces dissoutes TDS (soit la concentration totale des anions et cations majeurs) et le contexte géographique sont fournis en complément des diagrammes.

Ainsi, la discrimination chimique peut se faire de deux manières, soit au niveau du faciès chimique (diagramme de Piper), soit au niveau du degré de minéralisation élément par élément (TDS et diagramme de Schöeller).

Concernant les eaux des aquifères superficiels, la grande majorité semble être située dans le faciès Bicarbonaté Calcique et Magnésien, le nuage de points s'étalant légèrement jusqu'au faciès Chloruré et Sulfaté Calcique et Magnésien. Les points étant peu dispersés, les variations de faciès sont relativement faibles. De plus, il semble qu'il n'y ait pas de relation entre la localisation au sein du contexte géologique (alluvions récentes et paliers des terrasses alluviales) et la variation de faciès chimique. Pour les échantillons disponibles, la discrimination chimique ne semble pas s'effectuer au niveau du faciès des eaux, mais plutôt au niveau de la minéralisation.

Le TDS des eaux s'étend de 107 mg/L pour le captage AEP de Cleppé à 813 mg/L pour le piézomètre de suivi de Chalain-le-Comtal.

Le degré de minéralisation peut être en partie relié à la distance et au temps de transfert en souterrain mais peut tout aussi bien être influencé par des mélanges entre différents compartiments souterrains et/ou des échanges avec les eaux superficielles.

Les points les moins minéralisés qui correspondent aux captages AEP de Cleppé, Saint-Just-Saint-Rambert et Bonson ; avec respectivement 107, 142 et 143 mg/L, ont la particularité de se trouver à proximité immédiate d'un cours d'eau. Une alimentation de ces captages par les eaux superficielles peu chargées est soupçonnée.

Concernant les eaux des aquifères profonds, elles ont été décrites en détail dans Gal [2005] et Renac et al. [2010]. Toutes les eaux minérales situées dans la zone sédimentaire tertiaire sont carbo-gazeuses (incluses dans le faciès Bicarbonaté pour les anions) qui est caractéristique de la plaine du Forez. Pour les cations, seules les eaux de Badoit ne se situent pas dans le faciès Sodique. Pour cet échantillon, un certain équilibre s'établit entre les cations tandis que pour les autres échantillons (forages de Montrond (Mon 1-3 et Détente) et forage AEP de Magneux-Hautes-Rives), le Sodium est le cation majoritaire, le Calcium et le Magnésium étant présents en très faible concentration.

Ce qui distingue les analyses les unes vis-à-vis des autres, est la concentration totale en ions majeurs qui augmente avec la profondeur.

La comparaison entre l'analyse de l'eau superficielle de la rivière de l'Anzieux avec l'évolution des concentrations en profondeur des cations et anions, montre un appauvrissement en Calcium, en Magnésium et en Sulfates tandis qu'un enrichissement en Sodium, en Potassium et en Bicarbonates a lieu conjointement.

Ces phénomènes d'enrichissement et d'appauvrissement (décrits dans Renac et al. [2010]) supposent des interactions avec la matrice sablo-argileuse (échanges de cations et d'anions avec les argiles et des interactions avec la Pyrite contenue dans les argiles).

Par ailleurs, pour le forage Détente, crépiné entre 460 et 499 m de profondeur, l'adjonction de fluides hydrothermaux (notamment le CO_2) est suspectée au regard de l'analyse chimique, d'autres indices issues de l'analyse géochimique (décrits dans Renac et al. [2010]) le suggère également.

Pour résumer, les eaux des aquifères superficiels sont situées dans le faciès Bicarbonaté Calcique et Magnésien. La différence principale s'observe sur le degré de minéralisation de ces eaux. Pour les eaux minérales, elles sont toutes situées dans le faciès carbogazeux marqué par une concentration importante en ions bicarbonates.

II.4.3. Analyse critique des données hydrogéochimiques des eaux souterraines

La synthèse des données hydrogéochimiques des eaux souterraines permet d'effectuer deux constats :

- D'une part, la mise en relation des analyses en ions majeurs des eaux souterraines superficielles et profondes ne permet pas d'identifier d'éventuels échanges entre ces deux compartiments souterrains ;
- D'autre part, les données géochimiques et isotopiques ne concernent que les eaux minérales profondes dont notamment les eaux minérales de Montrond-les-Bains, les eaux des cours d'eaux secondaires dont notamment la rivière de l'Anzieux et les eaux de précipitation échantillonnées à Saint-Just-Saint-Rambert au Sud de la plaine du Forez. Il ressort qu'aucune caractérisation isotopique n'a été amorcée au niveau des aquifères alluviaux superficiels, les informations disponibles n'étant cantonnées qu'à des analyses chimiques réglementaires notamment pour les eaux potables.

Pour pallier les lacunes de donnés isotopiques dans les alluvions superficielles, quatre nouveaux points ont été échantillonnés. Ces points de prélèvements correspondent aux quatre piézomètres de suivi de Chalain, Cleppé, Montrond et Saint-Galmier. La prochaine partie traite de l'utilisation d'outils et méthodes empruntées à l'hydrogéochimie qui permettent de retracer l'histoire chimique des eaux. Cette caractérisation hydrogéochimique complètera la description des fluctuations piézométriques au niveau des quatre points de suivi.

Conclusions sur la synthèse des données et connaissances hydrogéologique de la plaine du Forez

Pour conclure, cette partie du mémoire propose une synthèse critique des données et connaissances hydrogéologiques de la plaine du Forez afin de mieux en cerner les faiblesses et les lacunes.

Dans un premier temps, les données hydrogéologiques ont été analysées. Cette analyse a révélé des problèmes liés au manque de données et à l'hétérogénéité spatiale des lots de données, en particulier avec une incertitude qui peut atteindre plus de 5 mètres concernant l'altitude des forages. Ces problèmes compromettent l'estimation des stocks d'eau et de leurs variations. En l'état actuel, ces hétérogénéités spatiales et le manque de données dans certaines zones rendent difficile une modélisation généralisée des écoulements.

Dans un second temps, l'analyse des connaissances hydrogéologiques a révélée de nombreuses insuffisances. En effet, le fonctionnement des nappes est :

- localisé, c'est-à-dire qu'il concerne en priorité les abords des zones exploitées mais de nombreuses zones n'ont pas fait l'objet d'une caractérisation hydrogéologique (par exemple le Nord de Feurs) ;

- mal renseigné, c'est-à-dire qu'il ne fait pas état de l'origine de la recharge des aquifères ;

- statique, c'est-à-dire qu'il représente l'état des aquifères à des instants donnés (par exemple en basses eaux) et ne considère pas la manière dont varie la ressource au cours des cycles hydrologiques.

Dans un troisième temps, la présentation des quatre piézomètres de suivi piézométriques dans leur contexte géographique a été effectuée. Une première observation sommaire de ces signaux piézométriques laisse supposer une diversité de comportements hydrodynamiques encore non expliquée.

Dans un quatrième temps, une synthèse des données chimiques et géochimiques actuellement disponibles a été réalisée. Des caractérisations géochimiques ont été mises en œuvre pour les pluies locales, les eaux superficielles (cours d'eau), les aquifères profonds et les sources minérales mais aucune analyse n'a été réalisée pour les aquifères superficiels (alluvions). Cette synthèse soulève la question de l'origine de la recharge des nappes superficielles, suggérant une potentielle proportion d'alimentation profonde.

Ainsi, à partir des constats déduits de la synthèse des données et connaissances disponibles dans la plaine du Forez, le travail de thèse se focalise sur deux questions d'intérêt hydrogéologique s'inscrivant dans une optique de gestion durable de la ressource en eaux souterraines. La première question concerne l'origine de la recharge des aquifères superficiels, la seconde concerne le fonctionnement transitoire de ces aquifères.

La troisième partie du mémoire propose tout d'abord d'aborder des exemples de travaux de caractérisation hydrogéologiques réalisés en contexte sédimentaire intracontinental, puis, de développer les hypothèses conceptuelles qui permettent de répondre aux interrogations hydrogéologiques susmentionnées et enfin, de mettre en œuvre une méthodologie permettant de valider ou de réfuter ces hypothèses tout en composant avec les faiblesses des données et connaissances disponibles.

Partie III : Méthodologie couplée physique et géochimique pour la caractérisation hydrogéologique

Chapitre 1 – Exemples de travaux de caractérisation hydrogéologique dans d'autres contextes impliquant des bassins sédimentaires intracontinentaux

Les bassins sédimentaires détritiques intracontinentaux comportent très souvent des formations alluviales drainées par un ou plusieurs cours d'eau, comme c'est le cas dans la plaine du Forez. Dès lors, les écoulements souterrains concernent aussi bien les formations alluviales superficielles que des formations sédimentaires plus profondes, ces dernières étant généralement interconnectées. Ces deux compartiments, superficiels et profonds, ont des problématiques de gestion qui peuvent être différentes :

- Les gestionnaires des aquifères alluviaux peuvent être amenés à faire face à des problèmes : de pollutions d'origine anthropique (agricole, industrielle ou urbaine), d'impact hydraulique d'aménagement ou d'infrastructure, d'optimisation de volume de prélèvements, de prévision d'influence des changements climatiques, etc. [RE-BAHUAUD, (a) et (b) 2008] ; [GANDOLA et Al., 2005] ; [GAUR et Al., (a) et (b) 2011].
- Les gestionnaires des aquifères sédimentaires détritiques peuvent être amenés à faire face à des problèmes : de salinisation, de pollution par mélange avec des eaux superficielles, d'optimisation des volumes de prélèvement vis-à-vis de la recharge, etc. [MALCUIT et Al., 2012] ; [MAGRI et Al., 2009].

Ces problématiques conduisent à des études hydrogéologiques qui s'intéressent le plus souvent à un compartiment indépendamment de l'autre. En effet, il est rare que les deux compartiments fassent l'objet d'une caractérisation simultanée et couplée.

Dans le domaine de l'hydrogéologie, les outils et les méthodes permettant de caractériser les écoulements locaux et régionaux dans les aquifères alluviaux sont bien connus. Certains aquifères alluviaux sont particulièrement bien décrits et ont fait l'objet d'une modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains [THIERION et Al., 2012] ; [SALEHA et Al., 2011].

En revanche, pour les aquifères des bassins sédimentaires, la compréhension et la description des écoulements sont plus complexes, notamment parce que les conditions d'investigation sont plus difficiles et que la quantité de données disponible est généralement plus faible. La complexité des écoulements est liée à des temps souvent très longs induisant des interactions eaux-roches importantes, à des chemins d'écoulement souvent compliqués notamment dépendant de l'agencement des structures géologiques et à une physique des écoulements nécessitant d'intégrer un plus grand nombre de processus.

Cette complexité est la plupart du temps abordée de deux manières différentes, suivant la nature des données disponibles, avec d'une part des approches physiques par modélisation et d'autre part des approches chimiques et géochimiques.

- Approches par modélisation physique des écoulements :

Ces approches sont employées dès lors qu'un minimum de connaissance est disponible concernant notamment la géométrie et les propriétés hydrodynamiques des structures géologiques constituant le bassin mais aussi une identification des zones de recharge et de drainage des eaux profondes. Ces connaissances sont souvent issues d'informations lithologiques issues de forages, de sondages géophysiques, d'essais de pompage mais aussi de mesures de niveaux piézométriques, de conductivités et de températures des eaux à différentes profondeurs, etc…

Pour être représentative, la modélisation des écoulements profonds doit notamment tenir compte de l'influence de la température, de la salinité (transport de solutés) et de la pression de gaz [TSANG et NIEMI, 2012]. En pratique, peu d'études intègrent ce degré de complexité du fait notamment de la mauvaise connaissance du sous-sol profond. Pour les bassins sédimentaires les mieux connus, il est toutefois possible de citer, de manière non exhaustive, quelques travaux visant à intégrer une telle complexité. Ces travaux utilisent essentiellement des codes de calculs numériques d'écoulement et de transport non couplé avec la géochimie. Pour ces codes, le transport réactif est abordé de manière très simplifiée, en utilisant généralement le modèle du Kd supposant une relation de proportionnalité entre la concentration en solution et la quantité sorbée sur les phases solides [BURNOL, 2006].

En France, on peut citer les travaux de De Hoyos et al. [2012] à propos d'une modélisation (3D) à l'échelle du bassin parisien de l'influence thermo-haline sur les circulations d'eaux profondes. Au Nord de l'Allemagne, on peut citer les travaux de Magri et al. [2009] de modélisation en coupe (2D) de la « pollution » des eaux douces superficielles par des eaux salines profondes, au niveau du bassin sédimentaire de Schleswig–Holstein. Au Sud des Pays-Bas, au niveau du graben de la vallée de la « Roer », on peut citer les travaux de Luijendik et al. [2012] qui ont permis de mettre en évidence, grâce une modélisation thermo-haline des écoulements, que les remontées d'eaux chaudes profondes peuvent modifier de manière importante les températures de subsurface.

En Lettonie, il est intéressant de citer les travaux du groupe de recherche interdisciplinaire sur la caractérisation hydrogéologique du bassin artésien baltique. Ce projet de recherche comporte de nombreuses composantes dont : un premier volet sur la construction d'un modèle géologique (3D) du bassin comportant 42 couches [POPOVS et Al., 2012], un volet sur l'hydrométéorologique afin d'estimer la recharge du bassin sédimentaire [TIMUHINS et Al., 2012], un volet sur l'estimation des propriétés hydrodynamiques des différentes couches du bassin sédimentaire par essais de pompage [PERKONE et Al., 2012], un volet sur la mise en œuvre d'un modèle numérique d'écoulement à l'échelle du bassin [VIRBULIS et Al., 2012], un volet sur l'influence des changements climatiques et l'impact sur les eaux souterraines [LAUVA et Al., 2012] et un dernier volet sur l'historique des eaux du bassin grâce à des analyses en isotopes stables de l'eau [BABRE et Al., 2012].

D'une manière générale, pour tous ces travaux, il va de soi que ce type de modélisation des circulations d'eaux profondes est adapté à des problèmes simples de transport de solutés et ne convient pas aux problèmes chimiques et isotopiques plus complexes.

- Approches chimiques et géochimiques des écoulements :

Ces approches massivement employées se basent sur la collecte et les analyses de nombreux échantillons d'eaux profondes. Ces analyses concernent aussi bien les ions majeurs dissous, certains éléments traces et certains isotopes. Le choix des éléments traces et des isotopes trouve essentiellement sa pertinence au regard du contexte géologique et des propriétés de traceur des eaux. Les éléments traces couramment utilisés sont notamment le strontium (Sr) et le lithium (Li) [DOGRAMACI et HERCZEG, 2002] ; [MILLOT et Al., 2007] ; [RAIBER et Al., 2009]. Les isotopes stables et radioactifs couramment utilisés sont ceux de la molécule d'eau (^{18}O, ^{2}H et ^{3}H), ceux du carbone (^{13}C et ^{14}C) ou encore ceux du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) et du soufre ($\delta^{34}S$) [HUNEAU et Al., 2011] ; [ANDRE et Al., 2005] ; [CARUCCI et Al., 2012].

Au-delà de la caractérisation des processus chimiques et géochimiques, ces approches permettent une caractérisation hydrogéologique, notamment en identifiant des chemins et systèmes d'écoulements, en déterminant des temps de transfert mais aussi en estimant des altitudes et des taux de recharge. Pour cette caractérisation hydrogéologique, les résultats de ces analyses peuvent être interprétés et exploités avec différents degrés de complexité qui dépendent notamment de la quantité de données disponibles et du niveau de connaissance (conceptuel ou basé sur la physique) des systèmes d'écoulements profonds.

La démarche la plus employée consiste à évaluer la cohérence d'une représentation conceptuelle des écoulements profonds en la comparant à la répartition spatiale des données chimiques et géochimiques collectées. Cette démarche simple peut nécessiter l'utilisation de codes de calcul géochimiques dont les principaux sont décrits dans Burnol [2006]. Cette démarche a été employée dans différents bassins sédimentaires en France et dans le monde. En France, on peut citer les travaux de Millot et al. [2007] dans le bassin de la Limagne, les travaux de André et al. [2004] ainsi que ceux de Malcuit et al. [2012] au niveau du bassin aquitain et les travaux de Gal [2005] et Renac et al. [2010] dans bassin sédimentaire de la plaine du Forez. Dans le monde, sans être exhaustif, on peut citer les travaux de Huneau et al. [2011] au niveau de la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni (Mali - Burkina Faso), les travaux de Carucci et al. [2012] dans la plaine de Tivoli au centre de l'Italie, les travaux de Cartwright et al. [2010] dans le bassin de Muray en Australie et les travaux de Raiber et al. [2009] dans la partie occidentale de l'état de Victoria en Australie. Pour cette démarche, il apparait que l'aspect hydrodynamique est abordé de manière très simplifiée.

La démarche la plus élaborée consiste à confronter les données géochimiques dans un modèle couplé transport (convection, dispersion et diffusion) et géochimie (spéciation chimique, potentiel de précipitation ou de dissolution de la phase solide, capacité de sorption vis-à-vis de la phase solide et fractionnement isotopique). Cette démarche compliquée est assez rarement employée à l'échelle de bassins sédimentaires car elle nécessite de connaitre assez précisément les caractéristiques hydrogéologiques du bassin (géométrie, propriétés physiques et conditions aux limites) et ce dans les trois dimensions de l'espace.

Par ailleurs, ces approches géochimiques sont adaptées pour identifier, voir quantifier les processus de mélanges entre eaux de différentes origines [MACPHERSON et SOPHOCLEOUS, 2003] ; [CARTWRIGHT et Al., 2010] ; [CARUCCI et Al., 2012] ; [DOGRAMACI et HERCZEG, 2002].

Pour le cas de la plaine du Forez, l'objectif de gestion des eaux souterraines concerne en tout premier lieu les aquifères alluviaux superficiels mais les écoulements profonds peuvent être intéressants à prendre en compte dans la mesure où ils peuvent constituer une recharge pour les aquifères superficiels. Cependant, les caractérisations géochimiques issues des travaux de Gal [2005] et Renac et al. [2010] permettent seulement de représenter les écoulements d'une manière conceptuelle. Les résultats quantitatifs sont une estimation des altitudes de recharge et des temps de transfert. Cette représentation conceptuelle des circulations profondes ne permet pas d'identifier les zones de résurgences ni de quantifier les flux mis en œuvre. Par ailleurs, en l'état actuel, les informations issues des forages profonds ne permettent pas de constituer un modèle géologique (3D) susceptible d'être mis en œuvre dans un modèle numérique d'écoulement.

Fort de ces constats et sans perdre de vue l'intérêt d'identifier les contributions profondes, le travail de thèse s'oriente vers une méthodologie alliant une caractérisation physique par modélisation numérique des écoulements dans les alluvions à une caractérisation géochimique permettant d'identifier ces contributions profondes.

Les deux prochains chapitres traitent dans le détail des hypothèses sur les écoulements, du choix des méthodes et de la mise en œuvre d'une méthodologie de caractérisation hydrogéologique appliquée à la plaine du Forez [RE-BAHUAUD et Al., (a) et (b) 2011] ; [RE-BAHUAUD et Al., (a) et (b) 2012].

Chapitre 2 – Hypothèses hydrogéologiques, représentation des écoulements souterrains et choix des méthodes de caractérisation géochimiques et physiques

Ce chapitre propose d'alimenter la réflexion autour des deux questions hydrogéologiques traitées dans le cadre de ce travail de thèse et se décline en deux paragraphes. Le premier paragraphe traite de l'origine de la recharge abordée sous l'angle de la géochimie des écoulements, le second paragraphe aborde l'identification du fonctionnement transitoire des aquifère sous l'angle de la physique des écoulements. Au terme de chacun de ces paragraphes, des hypothèses seront avancées permettant de répondre à ces questions.

III.2.1. Origine(s) de la recharge des aquifères superficiels : Approche géochimique des écoulements

Ce paragraphe traite dans un premier temps d'une réflexion sur les circulations souterraines profondes puis dans un second temps de la formulation des hypothèses quant à l'origine de la recharge des aquifères alluviaux superficiels et enfin dans un troisième temps des objectifs de caractérisation et le choix de la méthode pour confronter ces hypothèses.

III.2.1.1. Hypothèses sur l'origine de la recharge des aquifères superficiels

Les interrogations sur l'origine ou les origines de la recharge émanent de plusieurs constatations développées ci-après :

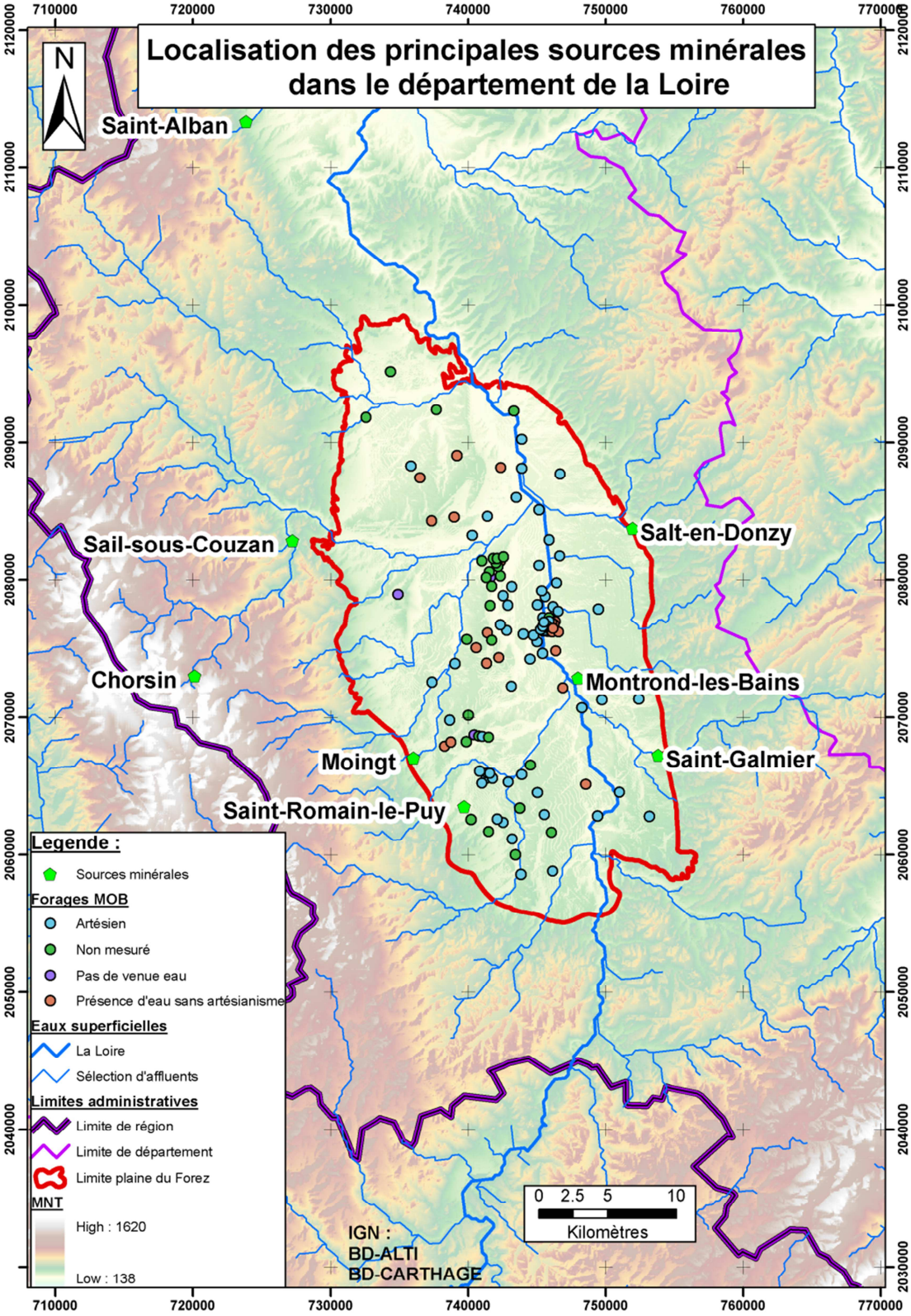
Le premier constat provient des travaux de Gal [2005] et Renac et al. [2010] dont les résultats de datation des eaux minérales issues des formations sédimentaires tertiaires ont été estimés à plus de 30 000 ans pour les plus anciennes (Annexe 10). Le remplissage du graben par ces sédiments s'est effectué entre l'Oligocène et le Miocène, soit entre 23 et 7 millions d'années. Ces résultats de datation des eaux, bien qu'entachés d'approximations liées à la méthode de calcul, indiquent un renouvellement naturellement lent des eaux présentes dans le graben (eaux non fossiles).

De plus, les forages profonds de la COGEMA, illustrés en Carte 14, montrent une tendance à l'artésianisme, tendant à prouver l'existence d'un potentiel hydraulique permettant une circulation des eaux.

Cette circulation implique de s'intéresser à l'origine de l'alimentation des eaux profondes ainsi qu'aux modalités de drainage de ces eaux.

Le second constat est le nombre important de sources d'eaux minérales présentes dans le département de la Loire et particulièrement dans la plaine du Forez. La localisation des principales sources d'eaux minérales est présentée en Carte 14 ci-dessous.

Ces sources sont situées soit en bordure de graben (Salt-en-Donzy, Saint-Galmier, Moingt, etc.), soit au sein du graben, proche d'affleurements de necks volcaniques tertiaires (Saint-Romain-le-Puy, Montrond, etc.).



Carte 14 - Localisation des principales sources d'eaux minérales et des forages profonds de la COGEMA dans le département de la Loire. Au niveau de la plaine du Forez, les sources sont situées soit en bordure du graben (proche du trait de couleur rouge), soit au sein du graben proche des necks volcaniques.

Le troisième constat concerne la détermination des altitudes des aires de recharge. Un début de réponse a été apporté par les résultats de fractionnement des isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène de la molécule d'eau (respectivement le $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$). Ces résultats issus de Gal [2005] et Renac et al. [2010] donnent des altitudes de zones d'infiltration compatibles avec celles des reliefs locaux.

Un schéma conceptuel, illustrant les circulations d'eaux profondes est proposé en Figure 14 ci-dessous. Les eaux de précipitation s'infiltrent via les fissures et failles du socle cristallin primaire, se réchauffent et se minéralisent en profondeur pour devenir des eaux minérales. Une adjonction de CO_2 d'origine géogénique, en provenance du manteau, peut parfois se produire. Il est supposé que les remontées de ces eaux minérales se font à la faveur des failles en bordure du graben ou des failles affectant les sédiments tertiaires ou encore au niveau des necks volcaniques. Une partie des eaux minérales ascendantes se redistribue au sein des formations tertiaires. Les temps de transfert de ces eaux sont généralement très longs (>> 1000 ans). Les flux d'alimentation n'ont toutefois pas été estimés (les flux sont potentiellement importants, avec 300 millions de bouteilles de Badoit produites par an, soit un peu moins d'un million de litres produits par jour ou encore un débit d'exploitation de 14 m^3/s).

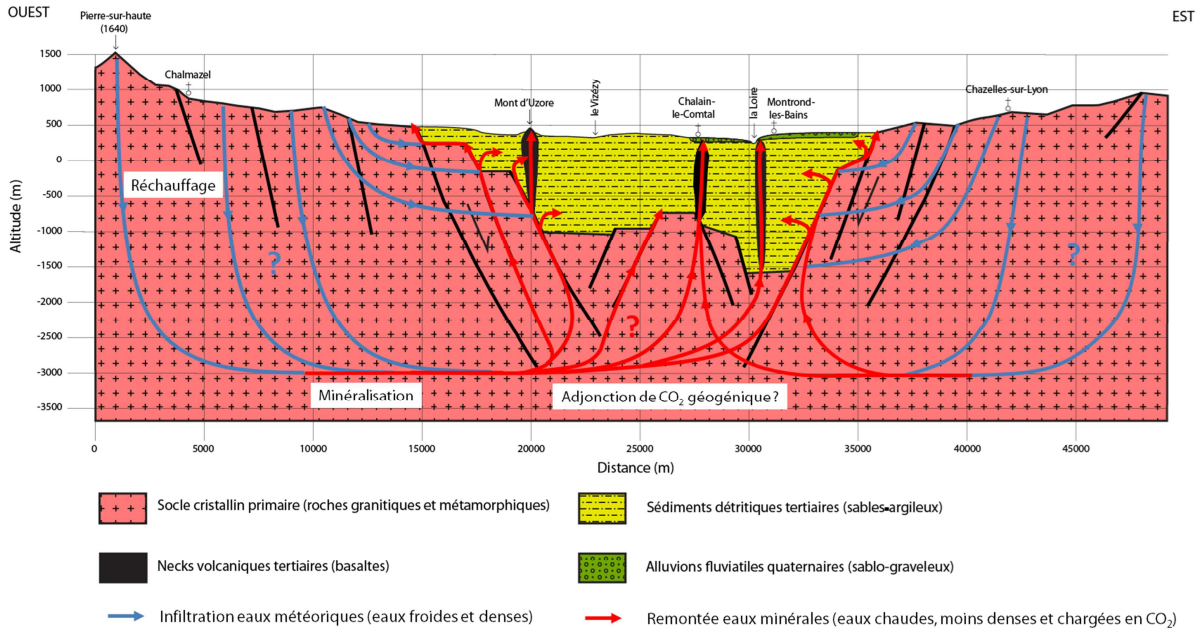


Figure 14 - Schéma conceptuel des circulations d'eaux profondes à l'origine des sources d'eaux minérales dans la plaine du Forez.

De nombreuses interrogations subsistent sur les circulations profondes notamment sur l'estimation des flux et sur les modalités de redistribution de ces eaux. Ce travail de caractérisation ne rentre pas dans le cadre du travail de thèse car il nécessite de plus amples prospections pour connaître précisément la géométrie du graben, la stratigraphie des sédiments tertiaires, les réseaux de failles et les anomalies thermiques profondes.

Dans le cadre de ce travail, la caractérisation hydrogéologique porte sur les aquifères alluviaux superficiels et plus particulièrement sur l'origine de la recharge. Les questions qui découlent des constatations précédentes sont les suivantes :

- Dans quelle mesure ces eaux profondes ne pourraient-elles pas alimenter les alluvions superficielles ?

- Est-ce que les flux profonds sont significatifs vis-à-vis de la recharge par les précipitations ?

- Cette redistribution des eaux profondes dans les compartiments superficiels est-elle diffuse ou localisée ?

- Existe-t-il des outils ou méthodes permettant d'identifier et caractériser la recharge des aquifères superficiels ?

Le prochain paragraphe s'intéresse aux objectifs de caractérisation concernant la recharge des aquifères alluviaux et aux choix de méthodes appropriées pour mener à bien cette caractérisation.

III.2.1.2. Représentation des écoulements souterrains et choix de la méthode de caractérisation : hydrogéochimie et géochimie isotopique

Comme il a été vu précédemment, le contexte hydrogéologique de la plaine du Forez amène à s'interroger sur les origines diverses de la recharge des alluvions superficielles. Ces différentes origines des eaux pouvant potentiellement alimenter les alluvions superficielles sont les eaux météoriques et les eaux minérales (ou eaux hydrothermales). Les implications hydrogéochimiques et isotopiques de l'origine de ces eaux sont les suivantes :

- Origine météorique et infiltration superficielle des eaux :

La recharge s'effectue par infiltration des eaux de précipitation à travers le sol et la zone non saturée pour atteindre les alluvions superficielles (en configuration de nappe captive, cette redistribution s'effectue via une zone d'infiltration située à l'amont hydraulique).

A priori, les conséquences sur les écoulements sont des interactions peu importantes avec les minéraux constituant le matériau poreux, des interactions potentiellement importantes avec la matière organique du sol, des distances de transfert relativement courtes (drainage au sein de l'étendue des alluvions) et des âges des eaux récents (< 10 ans) ;

- Origine minérale (carbo-gazeuse) et transfert profond des eaux :

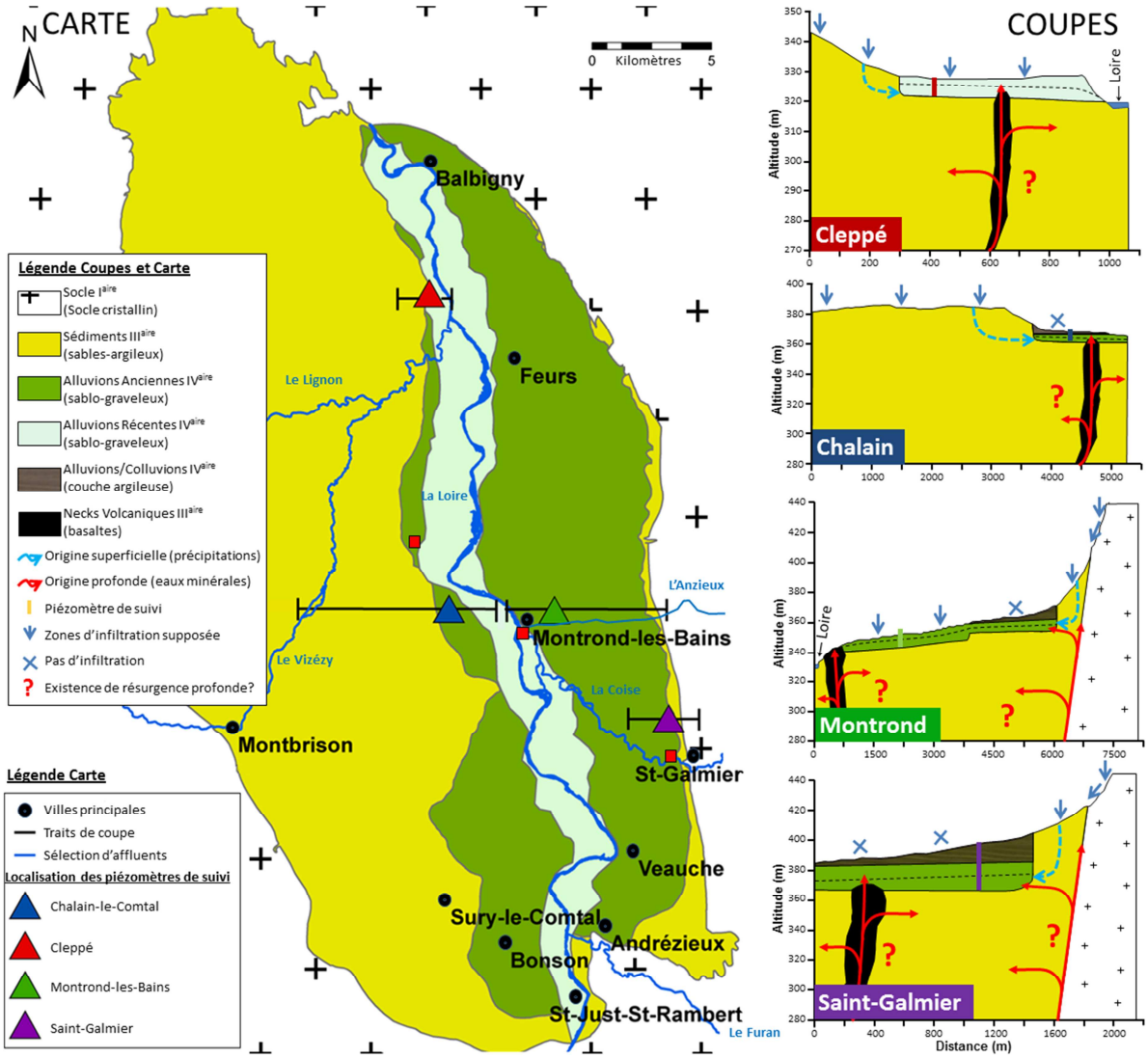
Ces eaux minérales se forment à partir de l'infiltration d'eau de précipitation à travers des réseaux de fractures au niveau des reliefs cristallins. L'eau froide et dense atteint peu à peu des couches plus chaudes, se chargeant en gaz et en éléments dissous provenant des roches encaissantes. L'eau chaude, chargée en gaz et en éléments dissous est moins dense et remonte en direction de la surface [VALLES, 2006]. Au niveau de la plaine du Forez, les eaux minérales ascendantes se redistribuent au sein des sédiments tertiaires.

A priori, les conséquences sur les écoulements sont des interactions plus importantes avec les minéraux constituant le matériau poreux, des distances de transfert plus importantes, et des âges des eaux plus anciens (>> 1000 ans) ;

- Origine minérale (carbo-gazeuse) et transfert profond des eaux avec adjonction de CO_2 géogénique :

A priori, les conséquences sur les écoulements peuvent être assez similaires aux eaux minérales, la différence est l'adjonction de CO_2 d'origine géogénique ayant une signature isotopique (^{13}C) différente.

Les interrogations concernant la ou les origines des eaux sont illustrées en Carte 15 ci-dessous pour les quatre piézomètres de suivi.



Carte 15 – Coupes hydrogéologiques conceptuelles synthétisant les hypothèses sur l'origine de la recharge au niveau des quatre piézomètres de suivi. La carte présente le contexte géologique régional simplifié de la plaine du Forez et les coupes schématiques illustrent des lignes d'écoulement hypothétiques (superficielles et profondes). Les écoulements superficiels sont symbolisés par les traits pointillés en bleu clair et les écoulements profonds par les traits en rouge.

Les coupes localisées au niveau des piézomètres de Cleppé et Montrond suggèrent qu'une partie de la recharge de l'aquifère superficiel provienne de l'infiltration des précipitations, l'inconnue porte sur un éventuel apport profond (trait continu de couleur rouge).

Au droit des piézomètres de Chalain et Saint-Galmier, l'infiltration des eaux de précipitation est supposée nulle du fait de l'existence d'une couverture argileuse. L'alimentation peut alors provenir d'une redistribution locale des eaux transitant dans les formations tertiaires (trait en pointillés de couleur bleu clair) et/ou d'apports profonds (trait continu de couleur rouge).

Pour résumer la situation des quatre piézomètres, deux hypothèses sont possibles :

- H1 : L'intégralité de la recharge est d'origine superficielle, c'est-à-dire que cette recharge est assurée par l'infiltration d'une partie des précipitations ;
- H2 : La recharge se partage entre une part d'origine superficielle et une part d'origine profonde (eaux minérales).

Afin d'étudier ces hypothèses, il convient de choisir une méthode adaptée pour caractériser l'origine ou les origines de la recharge. Les méthodes géochimiques permettent par le biais d'indices (hydrogéochimiques et isotopiques) de préciser les interactions eau-roche-sol-atmosphère, de caractériser d'éventuels phénomènes de mélanges d'eau d'origines différentes et, sous certaines conditions, de dater les eaux souterraines. Cette caractérisation permet d'apporter des éléments de réponse aux interrogations sur l'origine ou les origines de la recharge des alluvions superficielles.

Dans le cadre de ce travail, les indices sélectionnés sont la teneur en ^{13}C du CITD (Carbone Inorganique Total Dissous), l'activité en ^{14}C du CITD, les indices de saturations (IS) vis-à-vis de phases minérales carbonatées, la pression partielle en CO_2 (PCO_2), le contenu total en espèces dissoutes (TDS), les teneurs comparées en ^{18}O et ^{2}H et la teneur en nitrate (NO_3^-).

Ces indices ont été déterminés à partir de l'analyse des eaux des quatre piézomètres de suivi (Chalain, Cleppé, Montrond et Saint-Galmier).

Les indices découlant de l'analyse des eaux peuvent être classés en deux catégories :

- Les indices hydrogéochimiques regroupant IS, TDS, PCO_2 et NO_3^- qui dérivent des analyses en éléments majeurs (Tableau 2 page 89, partie II, chapitre 4) réalisée par le laboratoire IPL (Institut Pasteur de Lille) de Saint-Etienne. Ces analyses en éléments majeurs ont été traitées par le logiciel Diagrammes (R. Smiler, LHA) pour le calcul des indices IS, TDS et PCO_2,
- Les indices isotopiques regroupant ^{18}O, ^{2}H, ^{13}C et ^{14}C avec :
    - les isotopes stables de la molécule d'eau (^{18}O et ^{2}H) et du CITD (^{13}C), ces analyses ayant été réalisées à l'UJM (l'Université Jean Monet de Saint-Etienne) par C. Renac,
    - l'isotope radioactif du CITD (^{14}C), la mesure a été réalisée au LHA (Laboratoire d'Hydrologie d'Avignon) par M. Babic.

La méthode de prélèvement des eaux est décrite en Annexe 11, les modalités d'interprétation des indices hydrogéochimiques et isotopiques sont exposées par la suite dans le chapitre 3.

III.2.2. Fonctionnement hydrodynamique transitoire des aquifères superficiels : Approche physique des écoulements

Le chapitre 3 de la partie II avait laissé supposer une diversité de fonctionnements hydrodynamiques des aquifères superficiels. Ce paragraphe traite du choix de la méthode permettant l'analyse de ces fonctionnements, basée sur l'observation des signaux piézométriques disponibles (Cleppé, Montrond, Saint-Galmier et Chalain).

Ce paragraphe se décline de la manière suivante, avec dans un premier temps une analyse des fluctuations piézométriques qui permet de déduire qualitativement des propriétés hydrodynamiques des aquifères et ainsi, dans un second temps, de formuler des hypothèses quant au fonctionnement de ces aquifères et enfin, dans un troisième temps, de présenter le choix de la méthode permettant de confronter ces hypothèses.

III.2.2.1. Analyse des fluctuations piézométriques : Cas généraux

III.2.2.1.1. Définition des fluctuations piézométriques ou régime hydrogéologique

Le mot « régime » appliqué à l'hydrogéologie a été décrit par Margat [1997], il y distingue trois sens possibles souvent employés pour décrire les eaux souterraines :

- Le sens général fait référence à une description du comportement dynamique des eaux souterraines suivant des modalités de circulation et de renouvellement (par exemple le régime de nappe libre, artésien, etc.) ;
- Le sens particulier fait référence à une description mécaniste de l'écoulement souterrain (par exemple le régime permanent ou transitoire d'un écoulement) ;
- Le sens restreint fait référence aux fluctuations de niveaux piézométriques (variation de la charge hydraulique ou du potentiel hydraulique) des eaux souterraines en un point donné et à toutes les échelles de temps (par exemple un régime interannuel peu variable ou un régime saisonnier très marqué).

Dans le cadre de ce travail, on s'intéressera particulièrement au sens restreint du mot « régime » caractérisant les fluctuations des niveaux piézométriques. Ces fluctuations correspondent à des variations de stock d'eau au sein de l'aquifère dans le cas d'une nappe libre et des variations de pression hydrostatique dans le cas d'une nappe captive. Les variations piézométriques sont observées en réponse à des perturbations transitoires affectant les conditions limites de l'aquifère considéré. Ces perturbations peuvent avoir différentes origines mais correspondent généralement à une mise en charge de l'aquifère en réponse à un forçage météorologique et à la décharge de l'aquifère en réponse au drainage naturel des eaux.

D'un simple point de vue physique, ces fluctuations sont directement liées aux propriétés hydrogéologiques de l'aquifère. Ces propriétés se rapportent à des paramètres physiques (perméabilités et coefficients d'emmagasinement), à des conditions aux limites (entrées et sorties de l'aquifère), à une géométrie (par exemple la pente du substratum), un type de fonctionnement (libre ou captif) et indirectement, à des propriétés de la zone non saturée (par exemple l'épaisseur et la perméabilité) et du sol (par exemple l'effet de « réservoir »).

Afin d'analyser de manière appropriée les chroniques piézométriques, lorsque cela est possible, il convient de définir le contexte hydrogéologique régional, d'identifier toutes les variables explicatives régionales (notamment les chroniques pluviométriques et l'évapotranspiration) ainsi que toutes les singularités hydrogéologiques susceptibles d'influencer la piézométrique locale (pompages, cours d'eau, drains, etc.).

III.2.2.1.2. Contexte hydrogéologique régional, variables explicatives régionales et singularités hydrogéologiques locales

Dans notre cas où le contexte hydrogéologique régional est peu connu, l'analyse des structures des fluctuations permet de déduire certaines propriétés de l'aquifère. L'analyse des fluctuations piézométriques proposée s'applique notamment aux eaux souterraines peu profondes, en milieu poreux ou réagissant comme tel (certains milieux fissurés et certains karsts noyés).

La Figure 15 présente trois configurations d'aquifères peu profonds souvent rencontrées. Pour ces trois types d'aquifères, les forçages météorologiques susceptibles d'être à l'origine des perturbations piézométriques et les propriétés hydrogéologiques responsables de la structure particulière des signaux sont représentés de manière conceptuelle ci-après.

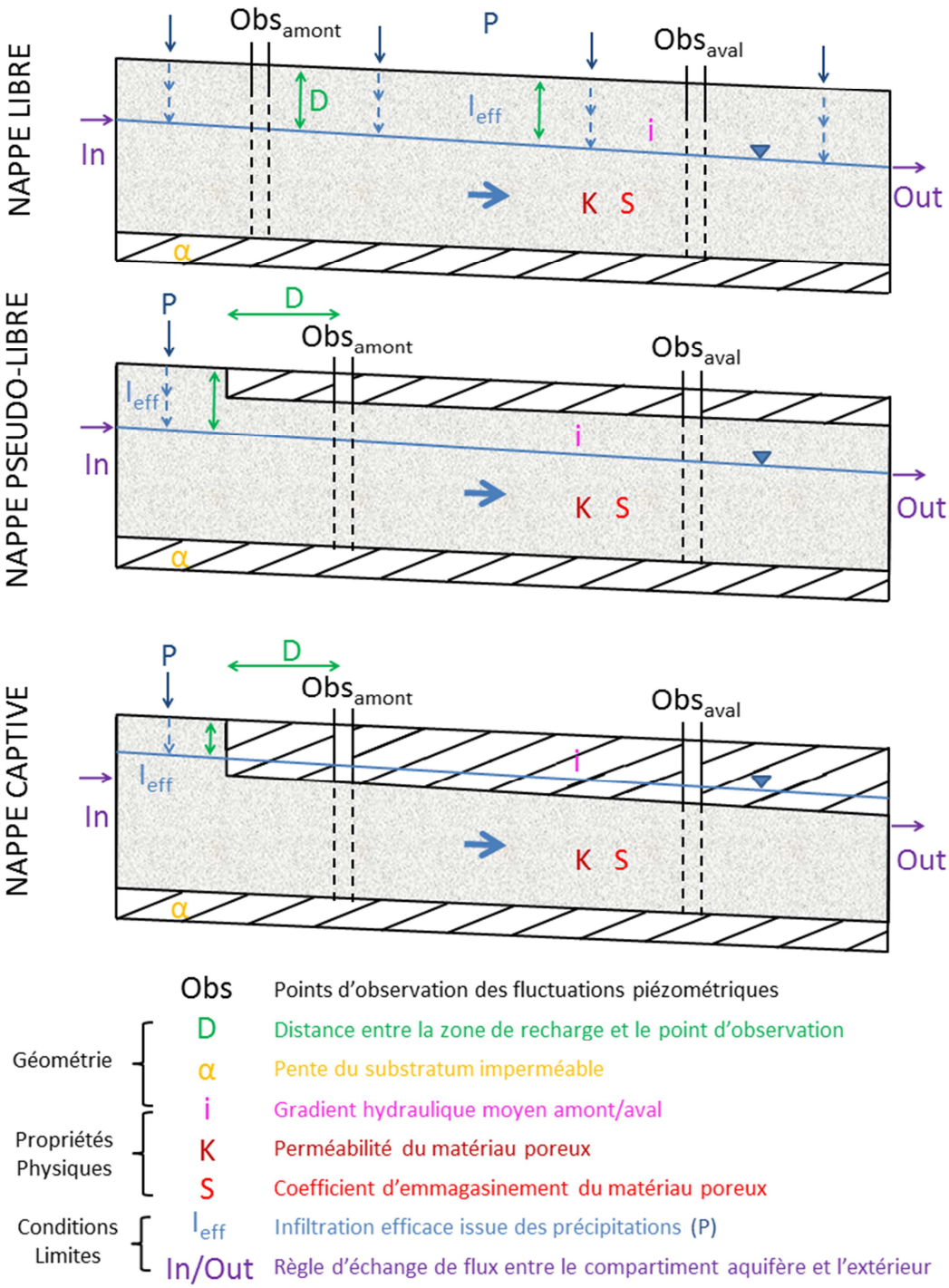


Figure 15 – Schéma conceptuel de trois configurations hydrogéologiques peu profondes, la première en nappe libre, la seconde en nappe pseudo-libre - le niveau d'eau varie librement mais la partie aquifère est surmontée d'un toit imperméable - et la troisième en nappe captive. Les fluctuations piézométriques observées dépendent notamment de constantes comme la géométrie et les propriétés physiques et de variables comme les conditions aux limites.

La dénomination de nappe pseudo-libre n'est pas couramment employée en hydrogéologie, elle présente des points communs avec les nappes libres et les nappes captives. A l'instar des nappes libres, ces nappes pseudo-libres sont caractérisées par un niveau piézométrique qui peut fluctuer librement au sein de la couche aquifère. A l'instar des nappes captives la couche aquifère est surmontée d'un toit imperméable. Le niveau piézométrique demeure la grande majorité du temps sous le niveau de la couche imperméable supérieure. Ce type particulier de nappe à une influence déterminante sur la structure des fluctuations.

Il va de soi que toutes les informations sur le contexte hydrogéologique sont à même d'améliorer l'analyse des fluctuations piézométriques. Ces informations peuvent notamment concerner :

- la configuration hydrogéologique (nappe de débordement, de trop plein, de déversement, soutenue ; ces exemples sont illustrés en Annexe 12) ;
- les conditions hydrodynamiques (nappe libre, pseudo-libre, perchée, captive, artésienne), la situation hydraulique du point d'observation (amont, aval, proche d'une condition aux limites, etc.) ;
- les informations sur la nature des sols (notamment sa texture, sa profondeur et le type de couvert végétal) et sur la nature de la zone non saturée (notamment la texture et l'épaisseur). Si ces informations ne sont pas connues à priori, elles peuvent parfois être déduites qualitativement de l'analyse des signaux piézométriques.

Les variables explicatives régionales sont la plupart du temps liées aux forçages météorologiques dont les principales composantes conditionnant la recharge des aquifères sont la pluie et l'évapotranspiration. A propos des singularités hydrogéologiques locales, on peut notamment citer les puits de pompages ou d'injections en nappe et la présence de cours d'eau en connexion hydraulique avec l'aquifère.

Toutes chroniques de mesure directe (par exemple une mesure de l'évolution des hauteurs d'eau dans un cours d'eau) ou indirecte (par exemple une mesure de l'évolution de la température et de la conductivité) de variables pouvant expliquer tout ou partie des fluctuations piézométriques doivent être confrontées à celles-ci (par exemple en les opposant sur un graphique à trois axes, avec en abscisses le temps et pour les deux axes des ordonnées, les fluctuations et la ou les variables explicatives).

III.2.2.1.3. Typologie des structures des signaux piézométriques : Cas généraux

Les signaux piézométriques sont définis par un ensemble de caractéristiques qu'il convient de décrire précisément afin d'en faciliter l'interprétation. Margat [1997] a établi une typologie de la structure des fluctuations piézométriques. Il y distingue trois critères, avec premièrement, le degré de symétrie ou de dissymétrie entre la mise en charge et le drainage de l'aquifère, deuxièmement, l'amplitude des fluctuations intra et interannuelles et troisièmement, la prédominance des fluctuations intra-annuelles (entre les saisons) par rapport aux fluctuations interannuelles (d'une année sur l'autre) et vice-versa.

Cette typologie basée sur trois critères ne couvre pas l'ensemble des types de fluctuations observées, une caractérisation plus exhaustive est proposée ci-après. Cette caractérisation des fluctuations prend notamment en compte :

- l'inertie ;
- l'amplitude ;
- la pente de drainage ;
- la tendance ;
- les échelles temporelles ;
- les effets de « réservoir » ;
- les effets de rupture de régime.

Le lecteur initié pourra se reporter directement au paragraphe intitulé : Hypothèses issues de l'analyse des fluctuations piézométriques et déduction qualitative du fonctionnement hydrodynamique et des propriétés hydrogéologiques.

La typologie proposée ci-après est représentée sous la forme de signaux piézométriques fictifs qui n'ont aucune réalité physique mais dont la vocation est l'illustration des structures couramment rencontrées. Chacune des structures identifiées fait l'objet d'une description des propriétés hydrogéologiques qui lui sont associées. Un intérêt particulier est accordé aux phénomènes d'origine naturelle permettant d'expliquer les fluctuations piézométriques souvent rencontrées.

- Amplitude et échelle temporelle des fluctuations piézométriques

La Figure 16 représente deux signaux piézométriques distincts symbolisés par la courbe bleue et la courbe rouge. Ces deux signaux fluctuent à des fréquences comparables mais à des amplitudes différentes. On distingue deux types de fréquences correspondant à deux échelles de temps des fluctuations piézométriques, l'une dite « météorologique », l'autre dite « saisonnière ».

La courbe bleue est marquée par des fluctuations d'amplitude importante pour les deux échelles de temps considérées tandis que la courbe rouge est caractérisée par des fluctuations de plus faible ampleur et un léger déphasage lié à une inertie plus importante.

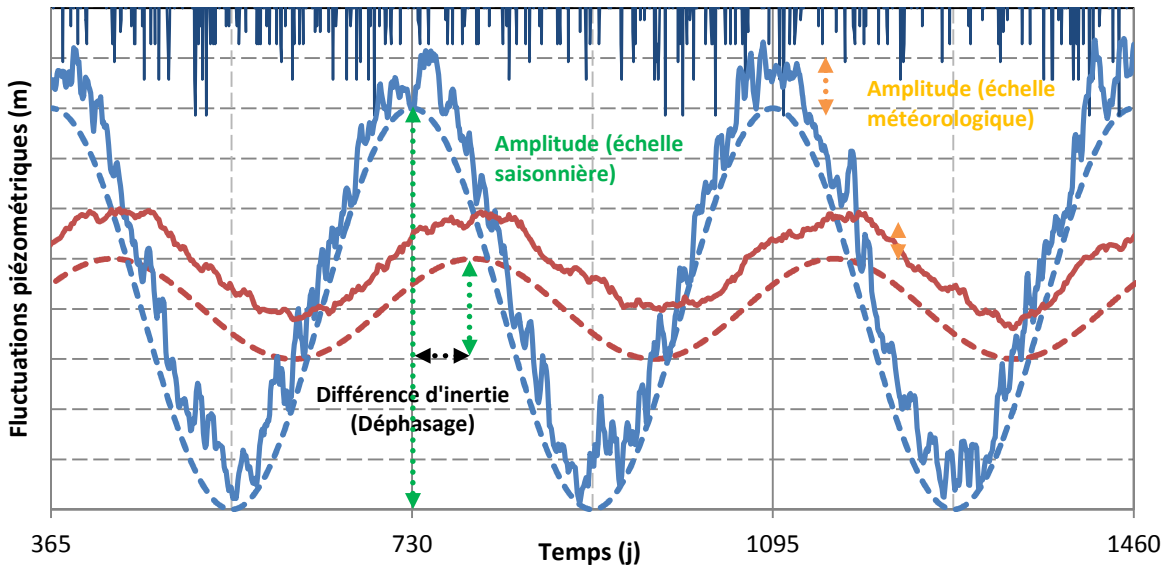


Figure 16 – Fluctuations piézométriques fictives pour trois cycles hydrologiques et pour deux configurations hydrogéologiques distinctes. L'une, symbolisée par la courbe bleue, est marquée par de fortes amplitudes à l'échelle temporelle météorologique et saisonnière. L'autre, symbolisée par la courbe rouge, est marquée par de plus faibles amplitudes à l'échelle temporelle météorologique et saisonnière. Les courbes en tirets bleu et rouge représentent le signal piézométrique lissé. Les histogrammes bleus foncés verticaux correspondent à une pluviométrie fictive.

Amplitude :

La recharge d'origine superficielle issue des précipitations lorsqu'elle atteint la partie saturée de l'aquifère va être stockée (de manière transitoire). Le volume d'eau dans l'aquifère va augmenter, induisant une élévation du niveau piézométrique. Pour des conditions initiales de basses eaux, plus la recharge sera importante, plus le volume d'eau stocké sera conséquent et plus l'amplitude du signal piézométrique sera importante.

Le coefficient d'emmagasinement représente la capacité de stockage ou de libération d'une certaine quantité d'eau (effet capacitif) du matériel poreux [BEAUCHAMP, 2012]. Ainsi, pour un coefficient fort, la capacité de stockage du matériau poreux sera importante, l'élévation du niveau piézométrique consécutif à l'infiltration sera donc de plus faible ampleur.

Par ailleurs, pour une nappe libre, la situation hydraulique du point d'observation suivant qu'il soit situé en amont ou en aval a des répercussions sur l'amplitude des fluctuations dans la mesure où les conditions piézométriques aval sont influencées par les flux provenant de l'amont.

L'intensité de la recharge et la valeur du coefficient d'emmagasinement semblent influer de manière prépondérante sur l'amplitude du signal.

Echelle temporelle :

Les deux échelles de temps souvent observées dépendent des forçages atmosphériques. La première échelle de temps est l'échelle dite « météorologique » pour laquelle la réponse piézométrique est liée à un évènement pluvieux « significatif ». La seconde échelle de temps est l'échelle dite « saisonnière » pour laquelle la réponse piézométrique est liée à une somme d'évènements pluvieux au cours d'une période humide.

Le pas d'échantillonnage (horaire, journalier, mensuel) ainsi que la durée de la chronique piézométrique (un ou plusieurs cycles hydrologiques) peuvent limiter l'identification de certaines fréquences. Par exemple un pas d'échantillonnage mensuel sur une durée de deux ans ne permettra pas de caractériser fidèlement les fluctuations liées aux évènements pluvieux ponctuels.

- Inertie et régime mixte des fluctuations piézométriques

La Figure 17 représente deux types de fluctuations piézométriques en réponse à un évènement pluvieux discret. La courbe en pointillés bleus représente un signal dont la dispersion temporelle est faible, on dit alors que l'inertie de la réponse piézométrique est faible. La courbe en pointillés rouges symbolise un signal avec une dispersion temporelle importante, on dit que l'inertie de la réponse piézométrique est forte. La courbe de couleur verte peut symboliser une réponse piézométrique à un évènement pluvieux qui cumule les deux inerties distinctes mentionnées précédemment.

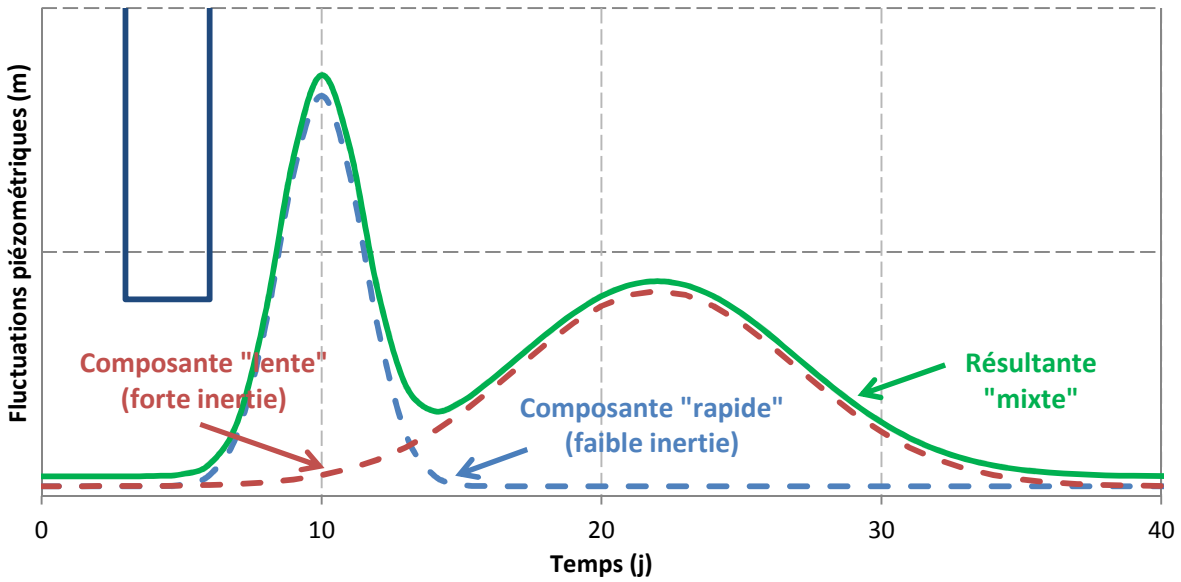


Figure 17 – Fluctuations piézométriques en réponse à un évènement pluvieux « impulsionnelle ». La courbe en pointillés bleu représente la composante « rapide » dont la dispersion temporelle est faible (inertie faible). La courbe en pointillés rouge représente la composante « lente » dont la dispersion temporelle est forte (inertie forte). La courbe en trait continu vert représente la résultante « mixte » qui est la somme d'une composante « rapide » et d'une composante « lente ». L'histogramme bleu foncé vertical correspond à un pulse pluviométrique fictif.

Inertie :

L'inertie, aussi appelée « réactivité », correspond à la vitesse de mise en charge de l'aquifère (dH/dt). Pour une épaisseur de la zone non saturée considérée comme faible, l'inertie est directement reliée à la perméabilité des matériaux poreux constituant le milieu aquifère.

La perméabilité représente la capacité du milieu poreux à se laisser traverser par l'eau sous l'effet d'un gradient de charge hydraulique. Ainsi, l'eau circulant dans un aquifère va se propager de l'amont vers l'aval hydraulique. Plus la perméabilité sera faible, plus la résistance à l'écoulement sera importante et plus la dispersion temporelle de la réponse piézométrique sera importante (illustration Figure 17). Cet effet de dispersion (inertie) du signal est valable aussi bien pour le transfert en zone non saturée qu'en zone saturée, les deux pouvant naturellement se cumuler.

Une faible perméabilité comparée à une perméabilité forte aura pour effet de lisser le signal piézométrique (dispersion temporelle et atténuation de l'amplitude). La vitesse de mise en charge est aussi influencée par le coefficient d'emmagasinement. Plus celui-ci sera faible, plus l'amplitude sera importante et plus la vitesse de mise en charge sera importante.

La notion de « diffusivité » est alors employée afin d'évaluer l'effet combiné de la perméabilité et du coefficient d'emmagasinement sur la « réactivité » de l'aquifère.

$$D = \frac{T}{S}$$

D : diffusivité de l'aquifère (m^2/s),

S : coefficient d'emmagasinement (-),

T : transmissivité de l'aquifère (m^2/s) avec $T = K * e$,

K : perméabilité du matériau poreux (m/s),

e : épaisseur mouillée de l'aquifère (m).

Plus K et e sont forts et plus S est faible, plus la réactivité de l'aquifère sera importante. Ainsi, pour une nappe captive, la diffusivité (T/S) est supposée constante, la valeur du coefficient d'emmagasinement étant faible (un à plusieurs ordre de grandeur), à perméabilité égale avec un aquifère libre, la réactivité de la nappe sera plus importante (inertie plus faible). Pour une nappe libre, la diffusivité (T/S) ne sera pas constante et diminuera légèrement au fur et à mesure du drainage (épaisseur mouillée e de plus en plus faible).

L'effet de dispersion du signal piézométrique engendré par la perméabilité est aussi proportionnel à la distance de transfert qui sépare la zone de recharge du point d'observation. Le transfert en zone non saturée a lui aussi une influence sur la dispersion du signal piézométrique. Plus la distance de transfert sera courte, moins cette dispersion sera importante et plus la vitesse de mise en charge sera élevée.

Régime mixte :

En réalité, les systèmes hydrogéologiques agrègent une multitude de composantes dont l'inertie est plus ou moins forte, notamment pour les nappes libres. Ces multiples composantes qui définissent ce qu'on pourrait appeler un régime mixte, sont liées aux différentes hétérogénéités spatiales (différences de nature de sol, différences d'épaisseur de zone non saturée, hétérogénéités des perméabilités, etc.) affectant tous systèmes hydrogéologiques.

La courbe en trait continu de couleur verte de la Figure 17, correspond à un régime mixte qui est la résultante des deux autres courbes (bleue et rouge). Pour ce cas théorique, la frontière entre la composante « rapide » et la composante « lente » est franche. Pour un évènement pluvieux discret, la distinction de ces deux composantes est aisée.

Les régimes mixtes peuvent être aussi la conséquence d'une connexion de l'aquifère investigué avec une autre source d'alimentation ayant son inertie propre et ses variations temporelles. Cette source d'alimentation n'est pas nécessairement liées aux forçages météorologiques locaux. Parmi ces sources d'alimentation, on peut notamment citer :

- La composante piézométrique liée à la connexion avec un cours d'eau dont le bassin versant s'étale sur des grandes étendues géographiques. La distance du point d'observation avec le cours d'eau définira l'inertie de cette composante ;

- La composante piézométrique liée à la connexion avec une nappe de versant dont la perméabilité est généralement faible vis-à-vis de celle de l'aquifère investigué. L'inertie est souvent forte et les amplitudes faibles du fait du contraste de perméabilité et de la distance de transfert parfois importante ;

- La composante piézométrique liée à la connexion avec des sources minérales ou hydrothermales dont les débits peuvent varier dans le temps ou non.

Ces autres sources ne sont pas toujours faciles à déceler car elles n'occasionnent pas forcément de fortes fluctuations et ne représentent pas toujours une part importante des débits d'alimentation.

- Tendance pluriannuelle moyenne des fluctuations piézométriques (échelle climatique)

La Figure 18 représente, sur une période de suivi de 10 ans, deux signaux piézométriques théoriques symbolisés par une courbe bleue et une courbe rouge. Les fluctuations sont saisonnières et l'amplitude de ces fluctuations est proche pour les deux signaux. En moyenne, la courbe bleue décroît au fur et à mesure de la succession des cycles hydrologiques tandis que la courbe rouge reste constante.

De plus, on peut noter que le niveau minimum de la courbe rouge est défini par une cote piézométrique fixe, la nappe est dite soutenue par une limite à potentiel imposé (par exemple un canal dont la hauteur d'eau est fixe). En remarque, on peut noter qu'une nappe peut être soutenue par une limite à potentiel imposé dont la hauteur varie dans le temps comme c'est très souvent le cas avec les cours d'eau.

Les tendances pluriannuelles qu'il est possible d'observer sur des chroniques piézométriques longues (> 10 ans) peuvent s'expliquer par exemple par des changements à l'échelle climatique (succession d'années sèches) ayant pour effet de diminuer la recharge, ou encore une surexploitation des nappes non compensée par la recharge annuelle.

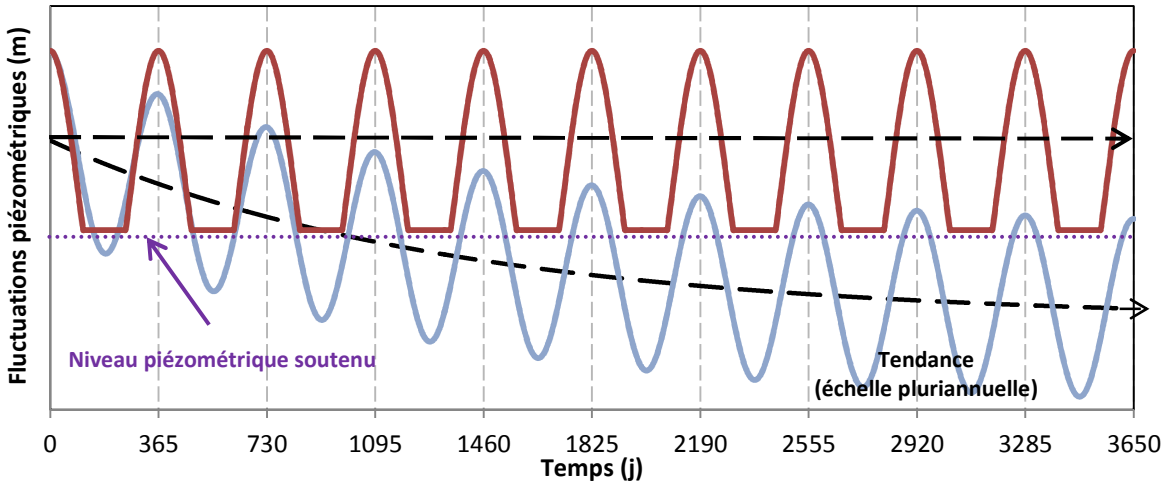


Figure 18 – Tendance pluriannuelle du niveau piézométrique annuel moyen pour deux configurations hydrogéologiques. Les traits en pointillés noirs représentent la tendance des niveaux moyens annuels. Pour le signal piézométrique symbolisé par le trait bleu, la tendance est à la baisse. Pour le signal piézométrique symbolisé par le trait rouge, la tendance est constante. Par ailleurs, le niveau piézométrique est par ailleurs soutenu par une limite à potentiel imposé dont la cote altimétrique est ici fixe (par exemple un canal).

- Mise en charge et drainage de l'aquifère

La Figure 19 représente deux signaux piézométriques distincts symbolisés par la courbe bleue et la courbe rouge. Le point particulièrement marquant pour ces deux signaux, est la dissymétrie qui existe entre la pente de montée (croissance) et la pente de descente (décroissance) à l'échelle saisonnière. La pente de montée piézométrique correspond à la mise en charge de l'aquifère tandis que la pente de descente correspond au drainage. Pour ces signaux, la mise en charge est plus rapide que le drainage.

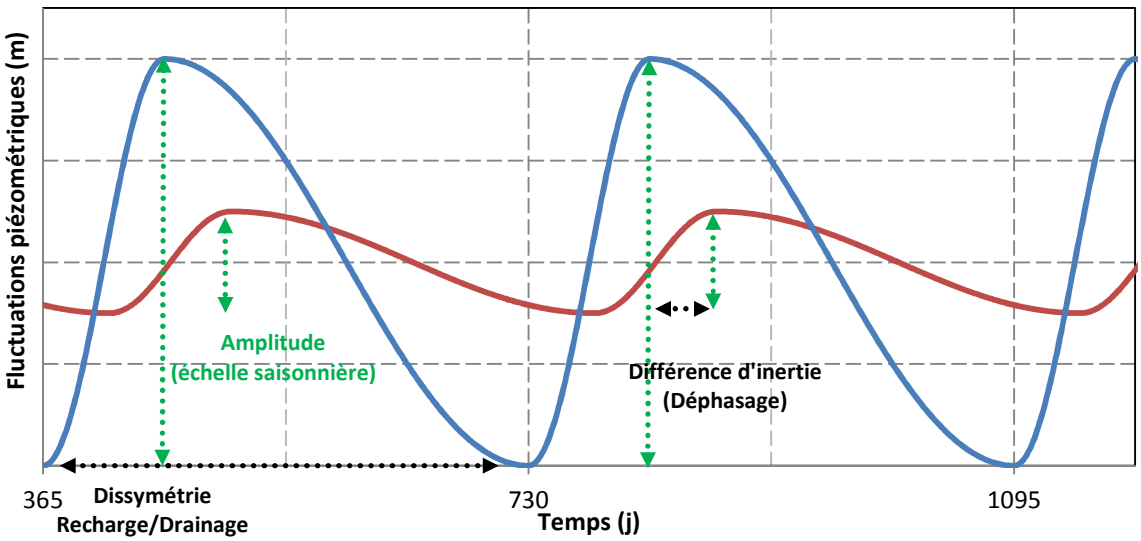


Figure 19 - Mise en charge et drainage de l'aquifère. La courbe bleue symbolise les fluctuations à l'échelle saisonnière de forte amplitude. La courbe rouge symbolise les fluctuations à l'échelle saisonnière de faible amplitude.

Mise en charge (inertie ou réactivité) de l'aquifère :

En complément de ce qui a été vu précédemment, la vitesse de mise en charge (réactivité de l'aquifère ou inertie) dépend principalement de la perméabilité (zones saturée et non saturée), du coefficient d'emmagasinement, de la proximité de la zone de recharge avec le point d'observation (distance de transfert en zone non saturée + zone saturée) et de l'effet « réservoir » du sol (écrêtage et retard).

Pour les nappes captives, contrairement aux nappes libres, les flux d'échanges sont proportionnels à la différence de charge hydraulique uniquement [ROCHE, 2005]. Ainsi, la réponse piézométrique à une variation de pression au niveau de la zone d'alimentation provoquée par une recharge d'origine superficielle (précipitations), va générer une onde de pression qui va se propager de proche en proche (comportement élastique) et traverser rapidement l'aquifère pouvant occasionner une fluctuation piézométrique d'amplitude importante dépendant de la valeur du coefficient d'emmagasinement qui est généralement faible pour les nappes captives. La géométrie étant fixe, la dissipation d'énergie au fur et à mesure de la propagation de l'onde dans l'aquifère est relativement faible (comparativement à une situation libre) et favorise une propagation sur de longues distances au sein de l'aquifère avec une faible atténuation de l'amplitude du signal initial.

En situation de nappe libre, une onde de pression issue d'une variation rapide d'une condition limite (par exemple une crue d'un cours d'eau en connexion hydraulique avec l'aquifère), toutes choses étant égales par ailleurs, se propagera moins vite qu'en situation captive et l'amplitude du signal s'atténuera rapidement tout au long de la distance de propagation. Ceci est lié au fait que les flux d'échanges ne sont plus seulement proportionnels à la différence de charge hydraulique mais aussi à l'épaisseur mouillée [ROCHE, 2005]. Ainsi, l'épaisseur mouillée est variable, le niveau d'eau peut fluctuer librement au sein de l'aquifère, la dissipation d'énergie y est plus importante entraînant un amortissement de l'amplitude du signal piézométrique et une diminution de la vitesse de propagation de l'onde de pression.

Drainage (décharge) de l'aquifère :

Le drainage ou la décharge d'un aquifère est lié aux conditions de sortie de flux de l'aquifère. La vitesse de drainage dépend donc principalement de la perméabilité, de la pente du substratum et du gradient hydraulique moyen amont/aval. Ainsi, plus la perméabilité, plus la pente du substratum et plus le gradient seront importants, plus la vitesse de décharge de l'aquifère sera importante.

Au fur et à mesure du drainage de l'aquifère, le gradient hydraulique moyen amont/aval va diminuer entraînant une diminution du flux de sortie et donc une diminution de la vitesse de drainage d'où les formes généralement exponentielles décroissantes des décharges de nappe.

Ainsi, en première approximation, pour ces phases de drainage de nappe libre, il est possible d'ajuster une courbe de décroissance exponentielle du type [MUSY, 2005] :

$$H_t = H_0 * e^{-\lambda t}$$

Avec :

$$\lambda = \frac{\ln(2)}{T_{1/2}}$$

H_t : Hauteur du niveau piézométrique (m) au bout d'un temps t sans qu'il n'y ait de recharge ;

t : temps (s) ;

λ : coefficient de tarissement (s^{-1}) ;

H_0 : hauteur du niveau piézométrique initial (m) à t = 0 ;

$T_{1/2}$: temps nécessaire pour que la cote piézométrique soit divisée par deux (s).

Cette équation permet d'estimer en combien de temps il est possible d'atteindre une hauteur critique (prédéfinie) en l'absence de recharge.

Le drainage naturel des eaux n'entraîne pas nécessairement un tarissement de la ressource, la nappe pouvant être soutenue ou pouvant posséder une réserve située à une cote altimétrique inférieure de celle de l'exutoire.

Les pompages en nappe peuvent augmenter la vitesse de décroissance du niveau piézométrique de manière plus ou moins importante. Plus les quantités d'eau pompées seront importantes et plus les pompages seront proches du point d'observation, plus la décroissance du niveau piézométrique sera marquée.

- Effet de « réservoir » du sol

La Figure 20 représente une réponse piézométrique théorique après une longue période sans précipitation. Les premières pluies ne génèrent pas de réponse piézométrique. En condition de sol sec, ces premières pluies vont être stockées dans le sol à la manière d'un « réservoir ». Tant que ce réservoir théorique n'est pas plein, le transfert des eaux de pluie vers la nappe n'est pas possible (ou très limité). Une fois le réservoir plein, une nouvelle pluie entraînera le transfert vers la nappe.

Une partie de la quantité d'eau ainsi stockée dans les sols pourra être transpirée par les végétaux diminuant de ce fait les réserves du sol.

La capacité de stockage du réservoir dépend notamment de la profondeur et de la texture du sol. La quantité d'eau prélevée dans le réservoir sol, dépend de l'état du couvert végétal (croissance ou dormance) et des conditions météorologiques (température, humidité de l'air, vent, etc.).

Ainsi, l'effet « réservoir » du sol entraîne deux sous-effets. D'une part, l'effet d'écrêtage de la quantité d'eau infiltrée pour satisfaire l'évapotranspiration et d'autre part, un effet de retard entre les premières pluies nécessaires pour réhumidifier le sol et la réponse piézométrique.

Pour une pluie donnée, l'intensité de l'écrêtage va varier au cours de l'année, elle dépendra notamment de la proportion de ruissellement suite à cette pluie et de l'importance de l'évapotranspiration.

D'une manière générale, en condition de sol « sec », un réservoir à faible capacité de stockage entraînera un retard bref entre les premières pluies et la réponse piézométrique. Ce temps de retard correspondant au temps nécessaire pour remplir le réservoir sol. Il est d'ailleurs possible d'estimer grossièrement la capacité de stockage du sol, qui correspond à la quantité d'eau nécessaire pour remplir le réservoir sol (dimensionnement du réservoir).

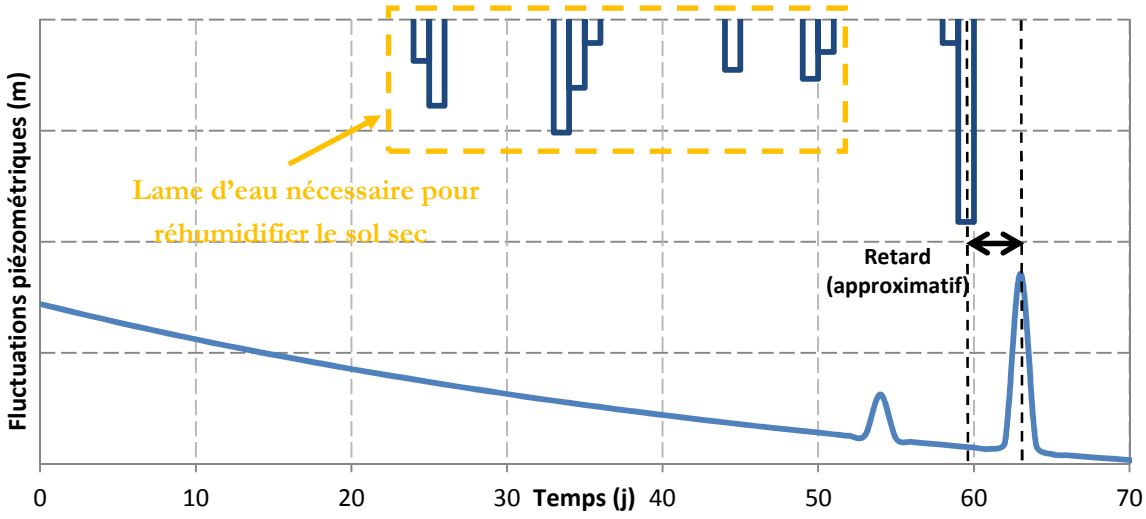


Figure 20 – Effet de « réservoir » du sol. Variations piézométriques en réponse à plusieurs évènements pluvieux en condition initiale de sol sec (fin d'été après une longue période sans pluie). Les premières pluies ont pour rôle de réhumidifier le sol avant de permettre le transfert à travers la zone non saturée pour atteindre la nappe. Il est possible d'estimer grossièrement la lame d'eau utile pour réhumidifier le sol. Une fois en condition de sol humide, il est possible d'estimer le retard entre un évènement pluvieux et la réponse piézométrique. Ces estimations de lame d'eau et de retard permettent de caractériser indirectement les propriétés du sol et de la zone non saturée. Les histogrammes bleus foncés verticaux correspondent à une pluviométrie fictive.

L'effet de « réservoir » est illustré sur plusieurs cycles hydrologiques ci-après.

- Effet de « réservoir » et variabilité de l'amplitude des fluctuations piézométriques à l'échelle de temps interannuelle ou saisonnière

La Figure 21 représente un signal piézométrique dont l'amplitude des fluctuations à l'échelle saisonnière varie d'une année sur l'autre et dont la recharge par les précipitations est soumise à un effet réservoir (décrit précédemment).

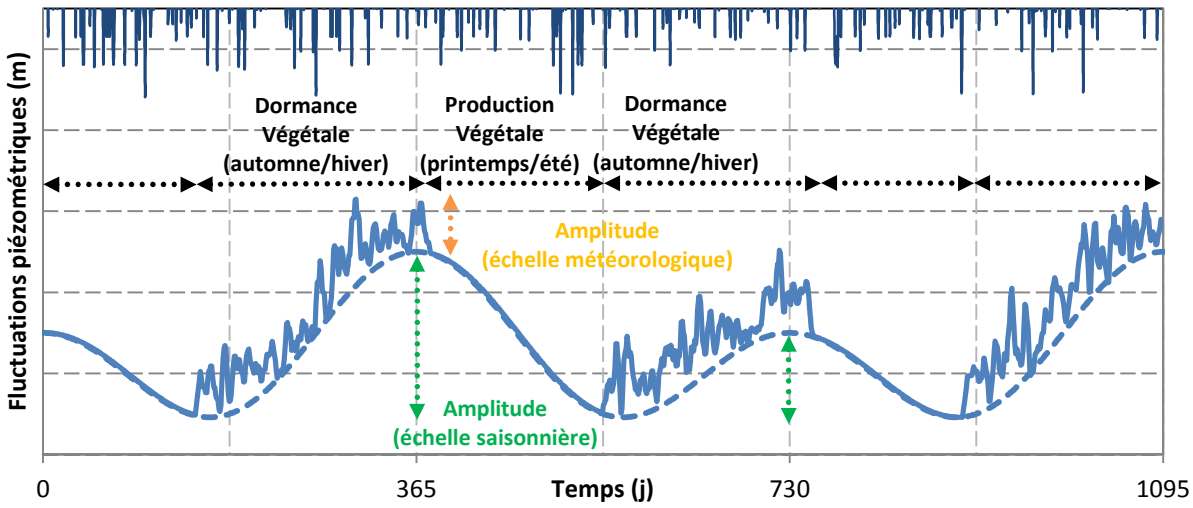


Figure 21 – Variabilité interannuelle de l'amplitude des fluctuations piézométriques. La courbe en trait continu représente un signal piézométrique fictif, marqué par des variations à échelle temporelle météorologique et saisonnière. En période de « production végétale », la consommation en eau des plantes limite l'infiltration des eaux pluviales vers la nappe. En situation de « dormance végétale », la consommation en eau des plantes est moins importante, les eaux pluviales peuvent recharger la nappe. Les histogrammes bleus foncés verticaux correspondent à une pluviométrie fictive.

Les modalités de recharge, à l'origine des fluctuations observées, dépendent de la période à laquelle les précipitations ont lieu. Dans cet exemple théorique, durant la période printanière et estivale, la recharge de l'aquifère par les précipitations est limitée voir empêchée par l'évapotranspiration. Durant la période automnale et hivernale, la recharge par les précipitations engendre les fluctuations observées (échelle météorologique et saisonnière).

Durant le printemps et l'été, la végétation (qui recouvre les sols au niveau des zones de recharge des aquifères) est en pleine période de production végétale, impliquant une consommation importante en eau contenue dans les sols. Ainsi, tout ou partie de la pluie qui tombe dans ces périodes est récupérée et utilisée par les végétaux, limitant, voir empêchant la percolation des eaux vers la nappe.

Pour les sols dont la capacité de stockage d'eau est importante, il arrive, qu'au cours de la période automnale et hivernale, la quantité d'eau nécessaire pour remplir le réservoir ne soit pas suffisante. Dans ce cas, il n'y aura pas de recharge d'origine superficielle pour l'année en cours, il faudra attendre le cycle hydrologique suivant.

- Effet de rupture piézométrique ou changement de régime

La Figure 22 représente un signal piézométrique dont les caractéristiques varient subitement à partir d'une hauteur critique. Le signal passe brusquement d'un régime dont les fluctuations sont de faibles amplitudes à un régime dont les fluctuations sont de plus fortes amplitudes.

De telles ruptures peuvent être rencontrées lorsque, pour un niveau piézométrique donné, la nature des relations avec un cours d'eau s'inverse. Par exemple à une certaine période de l'année une nappe alimente un cours d'eau et à une autre, le cours d'eau alimente la nappe. Ce changement marque le passage d'un régime à dominante pluviométrique à un régime à dominante hydrologique. Les deux régimes pouvant naturellement cohabiter mais rendant difficile l'identification de l'un par rapport à l'autre.

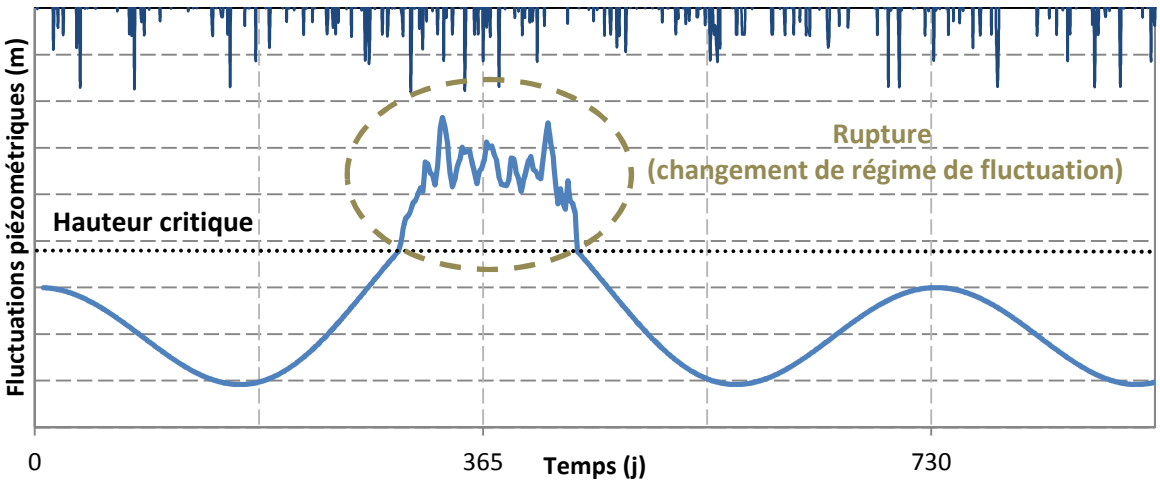


Figure 22 – Rupture de la dynamique de fluctuation correspondant à un changement de régime hydrogéologique à partir d'une hauteur critique. La droite en pointillé noir représente une hauteur critique à partir de laquelle une rupture de régime est observée. Les histogrammes bleus foncés verticaux correspondent à une pluviométrie fictive.

D'autres types de ruptures, plus anecdotiques, peuvent correspondre au passage d'un état pseudo-libre à un état captif suite à une recharge importante, les propriétés d'emmagasinement de l'aquifère diminuant brutalement, l'incidence sur le signal piézométrique pouvant se traduire par une diffusivité et une amplitude de fluctuation plus importante.

- Conclusions

La Figure 23 résume les éléments présentés précédemment et illustre de manière synthétique les propriétés hydrogéologiques influençant la structure des fluctuations piézométriques.

D'une manière générale, il ressort de cette caractérisation qualitative des signaux piézométriques que :

- La vitesse de mise en charge (réactivité de l'aquifère) est proportionnelle à la valeur de la perméabilité et à l'intensité de la recharge mais inversement proportionnelle à la valeur du coefficient d'emmagasinement et à la distance de transfert entre la zone de recharge et le point d'observation ;
- La vitesse de drainage est proportionnelle à la valeur de la perméabilité et de la pente du substratum ;
- L'amplitude des fluctuations est proportionnelle à la perméabilité, à l'intensité de la recharge et inversement proportionnelle à la valeur du coefficient d'emmagasinement ;
- L'échelle temporelle des fluctuations dépend de la répartition temporelle des précipitations et de l'effet réservoir du sol ;

L'effet réservoir du sol, se traduisant par un écrêtage et un retard, est proportionnel à la profondeur du sol et à sa texture mais aussi à l'état du couvert végétal.

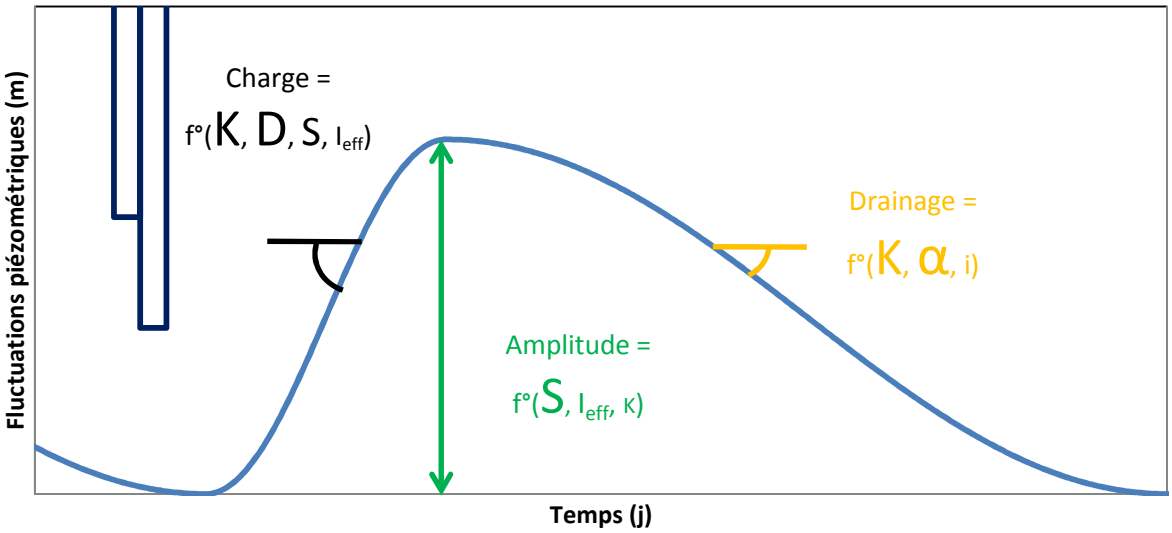


Figure 23 – Schéma récapitulatif des relations entre fluctuations piézométriques et propriétés hydrogéologiques. S est le coefficient d'emmagasinement, K est la perméabilité, D est la distance entre la zone de recharge et le point d'observation, I_{eff} est l'infiltration efficace impliquée dans la recharge d'origine superficielle, i est le gradient moyen amont/aval et a est la pente du substratum. Les facteurs prépondérants sont figurés par une taille de caractère plus importante.

Appliquée à des cas réels, la mise en relation des signaux piézométriques avec des phénomènes physiques, guide l'interprétation du fonctionnement hydrogéologique en privilégiant certaines hypothèses plutôt que d'autres (par exemple une nappe libre à faible inertie, dont le coefficient d'emmagasinement est faible, l'épaisseur de la zone non saturée est faible et dont la capacité de stockage en eau du sol est faible).

Toutefois, l'identification de telles structures piézométriques sur des cas réels n'est pas toujours aisée, le signal piézométrique étant l'expression de la somme mêlée d'un grand nombre de phénomènes physiques linéaires ou non et intègre, par ailleurs, l'anisotropie spatiale des propriétés de l'aquifère (perméabilité, coefficient d'emmagasinement, etc.).

La typologie et l'analyse des structures des signaux piézométriques présentée sur des cas théoriques est appliquée aux quatre points d'observation de la plaine du Forez. Cette analyse permettra de formuler des hypothèses de fonctionnement hydrogéologique.

III.2.2.2. Application au site d'étude de la plaine du Forez : Hypothèses issues de l'analyse des fluctuations piézométriques et déduction qualitative du fonctionnement hydrodynamique et des propriétés hydrogéologiques

III.2.2.2.1. Contexte hydrogéologique régional, variables explicatives régionales et singularités hydrogéologiques locales

Comme il a été vu dans les chapitres précédents, dans la plaine du Forez, le contexte hydrogéologique régional est assez peu connu (connaissance localisée). De ce fait, l'analyse de fluctuations piézométriques sur un ou plusieurs cycles hydrologiques permet d'en apprendre un peu plus sur le fonctionnement hydrogéologique et va permettre d'évaluer la pertinence des présupposés énoncés ci-après.

Tous les piézomètres (Chalain, Montrond, Cleppé et Saint-Galmier) sont implantés dans les alluvions superficielles à une profondeur maximale d'environ 15 m (pour Saint-Galmier). Une forte incertitude pèse sur la présence ou non d'une couche imperméable pointée sur tous les logs forages des piézomètres de suivi (codes BSS fournis au chapitre 3 de la partie II).

Les piézomètres de Chalain, Montrond et Saint-Galmier sont implantés dans les terrasses alluviales anciennes, le piézomètre de Cleppé est implanté dans les alluvions récentes.

Les quelques coupes hydrogéologiques disponibles dans les terrasses alluviales semblent représenter des configurations hydrogéologiques de type « nappe de déversement », c'est-à-dire des nappes non soutenues, limitées par l'affleurement du substratum de l'aquifère, sans réserve significative au-dessous du niveau des exutoires (d'après la définition de Schœller [1962] en Annexe 12).

Les alluvions récentes sont largement drainées par la Loire, qui coule sur le substratum tertiaire sur une grande majorité de son linéaire. On peut considérer que le sens d'écoulement est invariant, sauf pour quelques exceptions localisées à l'amont des seuils et sauf en cas de crue importante. La configuration hydrogéologique s'apparente elle aussi à une nappe de déversement.

Il est supposé que la variable à l'origine des fluctuations piézométriques est constituée par la recharge issue des précipitations. Suivant les conditions hydrodynamiques (nappe libre, captive ou pseudo-libre), la recharge peut se faire par l'infiltration immédiate au droit de l'aquifère ou par des apports latéraux via une zone restreinte d'infiltration. La variable secondaire susceptible d'influencer les fluctuations piézométriques pourrait être constituée par les apports d'eaux profondes.

Concernant les singularités locales, il est intéressant de noter que le piézomètre de Cleppé est situé à environ 40 m d'un cours d'eau qui peut potentiellement influencer les niveaux piézométriques.

III.2.2.2.2. Analyse des fluctuations piézométriques et déduction qualitative des propriétés hydrodynamiques des quatre piézomètres de suivi de la plaine du Forez

La Figure 24 ci-après présente les fluctuations piézométriques des quatre piézomètres disponibles dans la plaine du Forez. La courbe rouge correspond au suivi du piézomètre de Cleppé, la courbe verte au piézomètre de Montrond-les-Bains, la courbe violette au piézomètre de Saint-Galmier et la courbe bleue au piézomètre de Chalain-le-Comtal. Les points situés sur les courbes représentent le pas d'échantillonnage qui est journalier pour les quatre chroniques. Certaines périodes sont marquées par des lacunes de mesure. Ces chroniques piézométriques sont comparées à des histogrammes verticaux de couleur bleue correspondant à la pluviométrie journalière locale (station d'Andrézieux-Bouthéon) durant cette même période, exprimée en hauteur d'eau (en mm). Les bandes verticales de couleur bleue correspondent à la période automnale et hivernale, les bandes de couleur orange correspondent à la période printanière et estivale.

D'un simple point de vue descriptif, le point marquant réside dans le fait que ces signatures piézométriques sont très contrastées et peuvent être regroupées, avec d'une part, les piézomètres de Montrond-les-Bains et Cleppé et d'autre part, les piézomètres de Chalain-le-Comtal et Saint-Galmier.

Ce regroupement, permettant de différencier deux types de signaux, se base sur les critères définit précédemment, l'amplitude, l'inertie et l'échelle temporelle des signaux observés. Pour chaque type de signal, il existe toutefois quelques différences notables.

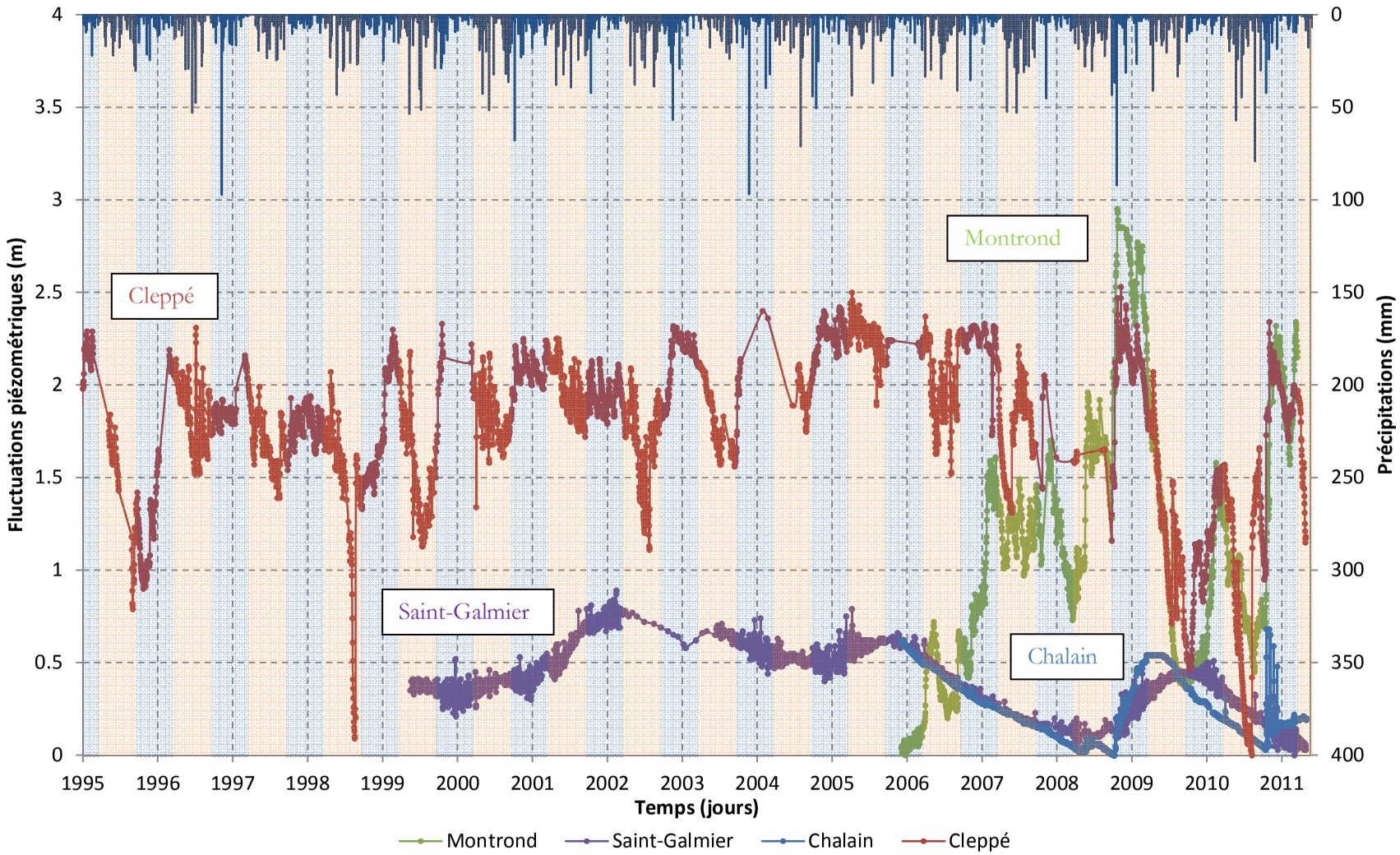


Figure 24 - Fluctuations du niveau piézométrique au pas de temps journalier pour les quatre points d'observations de Chalain, Montrond, Cleppé et Saint-Galmier. Les bandes verticales de couleur bleue représentent la succession des saisons automnales et hivernales. Les bandes verticales de couleur orange représentent la succession des saisons printanières et estivales. Les histogrammes verticaux de couleur bleue foncée représentent les chroniques journalières de pluies brutes.

- Description générale des deux types de signaux piézométriques :

Dans le cas des piézomètres de Montrond-les-Bains et de Cleppé, l'amplitude des fluctuations piézométriques est assez similaire et peut atteindre presque trois mètres, tandis que les variations observées dans les piézomètres de Chalain-le-Comtal et de Saint-Galmier restent toujours inférieures à un mètre.

L'inertie semble faible pour les piézomètres de Montrond et Cleppé, les variations du niveau piézométrique sont rapides et saccadées, tandis que pour les piézomètres de Chalain et Saint-Galmier, l'inertie semble plus forte avec des variations beaucoup plus lentes et progressives.

Dans le cas des suivis de Montrond-les-Bains et de Cleppé, on observe deux échelles temporelles de fluctuations. La première échelle temporelle, est l'échelle météorologique, marquée par une fréquence relativement forte, une amplitude des fluctuations comprise entre l'échelle centimétrique et décimétrique (quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres). Ces fluctuations semblent être assez bien corrélées à certains épisodes pluvieux avec un léger décalage dans le temps. De prime abord, pour Montrond et Cleppé, leurs réactivités piézométriques en réponse aux évènements pluvieux peut signifier un fonctionnement hydrodynamique libre avec une percolation rapide des précipitations à travers la zone non saturée.

La seconde échelle temporelle, est l'échelle saisonnière, marquée par une fréquence plus faible et une amplitude comprise entre l'échelle décimétrique et métrique (quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres). Ces fluctuations sont caractérisées par des niveaux de hautes eaux généralement observés à partir de l'automne jusqu'au milieu du printemps, puis s'en suit une décroissance jusqu'à un niveau de basses eaux en fin d'été.

Pour ces deux piézomètres, la vitesse de drainage est rapide mais demeure assez variable d'une année sur l'autre, elle dépend notamment du niveau initial de hautes eaux et peut être accélérée par des pompages en particulier durant la période estivale. Un essai d'estimation du temps de tarissement a été réalisé pour l'année 2009. Ces résultats sont présentés en Annexe 13 et donnent un temps de tarissement d'environ 600 jours pour Cleppé et d'environ 1000 jours pour Montrond.

Dans le cas des suivis de Chalain-le-Comtal et de Saint-Galmier, les remontées du niveau piézométrique sont difficilement corrélables aux épisodes pluvieux, les fluctuations à l'échelle météorologique sont absentes. Ceci semble être en accord avec la présomption d'une couverture argileuse limitant ou empêchant l'infiltration des eaux de précipitation. Dès lors, l'alimentation issue des précipitations ne peut être que latérale, via une zone de recharge située à l'amont hydraulique.

Par ailleurs, le signal saisonnier semble lui aussi peu visible ou totalement absent. Du moins si un tel signal saisonnier existe, l'inertie de la réponse piézométrique semble le masquer. De plus, on observe des périodes de décroissance du niveau incluant plusieurs années (exemple entre 2006 et 2008) et des remontées relativement lentes.

La pente de drainage est identique pour les deux piézomètres, suggérant que les conditions de sortie de flux des deux aquifères soient semblables, c'est-à-dire que la perméabilité, la pente du substratum et le gradient hydraulique moyen soient relativement équivalents. Un essai d'estimation du temps de tarissement a été réalisé pour la succession des années 2006, 2007 et 2008. Ces résultats sont présentés en Annexe 13 et donnent un temps de tarissement de 35 ans pour Saint-Galmier et 47 ans pour Chalain.

Il est à noter que bien qu'étant distant de plusieurs kilomètres et n'étant pas sur la même rive, les piézomètres de Chalain-le-Comtal et de Saint-Galmier présentent des signaux piézométriques très similaires. Ce constat permet d'écarter l'hypothèse d'un dysfonctionnement de la sonde de pression et rend peu probable l'existence d'une singularité hydrogéologique locale influençant les signaux de la même manière.

Ainsi la cause des fluctuations de Chalain et Saint-Galmier est recentrée vers une configuration hydrogéologique (géométrie, pente substratum, distance entre la zone de recharge et le point d'observation, etc.) et des modalités de recharge d'origine superficielle (recharge latérale, rôle réservoir du sol, etc.) commune pour ces deux piézomètres.

- Comparaison entre signaux de même type :

<u>Signaux de type Montrond/Cleppé :</u>

La principale différence entre ces deux suivis piézométriques concerne l'année 2006 où les niveaux du piézomètre de Montrond-les-Bains sont étonnamment bas alors que ceux de Cleppé sont hauts. Cette différence marquée est probablement liée à l'historique du site. En effet, le piézomètre de Montrond est situé à proximité d'un champ captant qui exploitait les eaux de la nappe de Montrond jusqu'en 2005, année de mise en service de ce piézomètre (Information issue du SIVAP (Syndicat Intercommunal Val d'Anzieux Plancieux)). Ainsi, on peut raisonnablement penser qu'avant 2005, l'exploitation avait une influence importante sur le niveau piézométrique et qu'au vu de cette chronique, la surface piézométrique a repris un niveau « normal » au bout d'environ un an (2006 soit au bout d'un cycle hydrologique).

Une seconde différence concerne le temps de réaction face à un épisode pluvieux significatif. Pour l'exemple illustré en Figure 25, le piézomètre de Cleppé semble réagir plus rapidement (deux jours plus tôt).

Généralisé à l'ensemble des deux chroniques, la différence de temps de réaction (ou temps de retard) peut varier de manière importante (de 0 à 3 jours). Une explication possible de la cause de ce phénomène est le rôle joué par les sols. En effet, le temps de retard entre la pluie et la réponse piézométrique dépend des conditions hydriques du sol avant l'évènement pluvieux, c'est à dire du temps nécessaire pour remplir le « réservoir sol ».

Selon cette hypothèse, on obtient une estimation de la capacité de rétention en eau du sol sec qui donne en moyenne un réservoir entre 20 et 30 mm pour le piézomètre de Cleppé et entre 35 et 45 mm pour le piézomètre de Montrond. Ces estimations auront une importance déterminante pour établir le bilan hydrique permettant d'accéder à la recharge d'origine superficielle de l'aquifère.

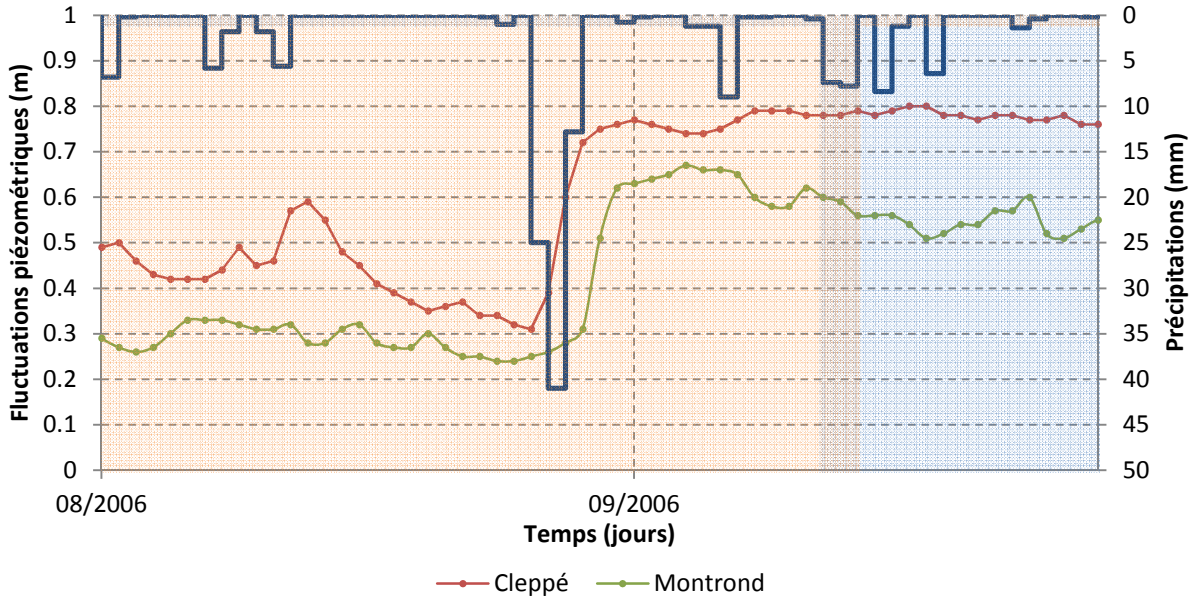


Figure 25 – Effet « réservoir » du sol pour les points d'observation de Montrond et Cleppé entre août et octobre 2006. Cet effet « réservoir » engendre deux sous-effets, l'écrêtage avec des pluies de faible intensité qui n'engendrent pas forcément une réponse piézométrique et le retard correspondant au temps nécessaire pour remplir le réservoir sol. La bande verticale de couleur bleue représente les saisons automnale et hivernale. La bande verticale de couleur orange représente les saisons printanières et estivales. Les histogrammes verticaux de couleur bleue foncée représentent les chroniques journalières de pluies brutes.

La Figure 26 montre une dernière différence qui concerne le point de Cleppé qui enregistre des fluctuations piézométriques non corrélées aux précipitations locales (précipitations à Andrézieux-Bouthéon). La réponse piézométrique du 24/08/2009 précède les précipitations locales. Une influence supplémentaire est envisagée pour ce piézomètre, une hypothèse est avancée permettant d'expliquer cette rapide fluctuation.

Du fait de sa proximité et de sa position toujours dominante par rapport à la situation piézométrique du point de Cleppé, le ruisseau du Béal est suspecté d'être en relation hydraulique avec l'aquifère. Dès lors, toute variation brusque du niveau du Béal, telle qu'une crue, est susceptible d'influencer le niveau piézométrique.

Les histogrammes verticaux de couleur orange de la Figure 26, représentent la pluviométrie à Chalmazel (Météo France), localisé à 900 m d'altitude dans les monts du Forez, en tête du bassin versant.

Le 24/08/2009, un orage cantonné aux monts du Forez, dont l'intensité était de 150 mm, a entraîné une crue du Lignon qui s'est répercutée au niveau du ruisseau du Béal (Carte en Annexe 14). En effet, le Lignon, peu avant la confluence avec la Loire au niveau de Poncin, alimente le Béal.

Il est probable que l'onde de crue atteignant le Béal se soit ensuite propagée dans l'aquifère jusqu'au piézomètre de Cleppé situé à environ 40 m du ruisseau.

La résolution temporelle des données pluviométriques et piézométriques est journalière. De ce fait, il est difficile d'estimer le temps de réaction exact entre le début de l'orage, le pic de crue au niveau du Béal et l'heure à laquelle a été enregistrée la réponse piézométrique. La seule certitude sur ce temps de réaction est qu'il se situe dans une fourchette de quelques heures à une journée.

D'après les premiers résultats des travaux de thèse de Bouron [2010], le temps de concentration d'une crue du Lignon à son exutoire (Poncin) à la suite d'un orage est assez variable mais peut être inférieur à une journée.

La vitesse de propagation en nappe libre d'une onde de crue est elle aussi assez variable et dépend des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère. Pour d'autres nappes alluviales libres comme celle du Rhône au niveau de Péage-de-Roussillon, la vitesse de propagation d'une onde de crue se situe dans une gamme de 160 à 340 mètres par jour [(b) LALOT et Al., 2012] (article soumis). Cette vitesse semble compatible avec un temps de réponse piézométrique rapide (inférieur à une journée).

En première approximation, les échéances temporelles évoquées sont compatibles avec la fourchette d'estimation du temps de réponse piézométrique.

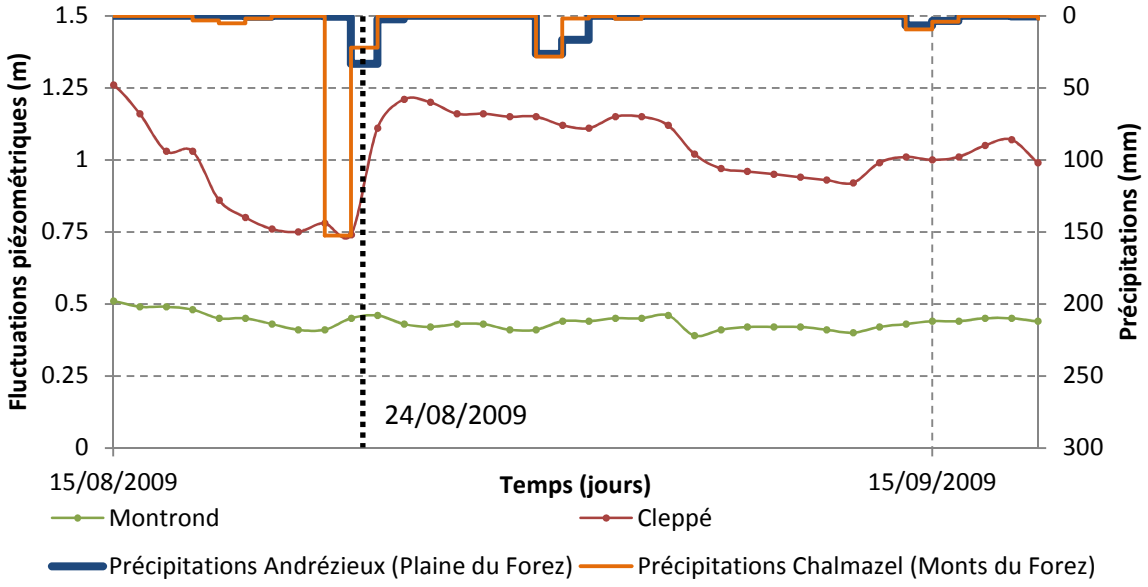


Figure 26 – Limite de la variable d'entrée « précipitations locales » pour expliquer l'intégralité des fluctuations piézométriques de Cleppé pour la période de mi-août à mi-septembre 2009. Le signal de Cleppé semble être influencé par une ou plusieurs autres entrées que la pluie locale (Précipitations à Andrézieux). Une hypothèse permettant d'expliquer cette rapide fluctuation est avancée. Un orage localisé dans les Monts du Forez le 24/08/2009 de 150 mm à Chalmazel a entraîné une crue du ruisseau du Béal ayant influencé le piézomètre de Cleppé. Les histogrammes verticaux de couleur bleue foncée représentent les chroniques journalières de pluies brutes à Andrézieux (Plaine du Forez). Les histogrammes verticaux de couleur orange foncée représentent les chroniques journalières de pluies brutes à Chalmazel (Monts du Forez).

Par ailleurs, il est important de noter que le niveau du Béal est aussi influencé par un seuil (de hauteur de chute d'environ 1 m) et des aménagements hydrauliques permettant de contrôler la hauteur d'eau (et le débit). Ces aménagements sont situés à moins de 100 mètres du piézomètre de Cleppé en aval hydraulique.

Il va de soi qu'idéalement, une chronique des hauteurs du ruisseau du Béal permettrait de vérifier une possible corrélation avec certaines fluctuations piézométriques. Les seules données disponibles sont les chroniques de débits journaliers du Lignon à Poncin (avant de confluer avec la Loire) ce qui ne permet pas d'expliquer de manière satisfaisante l'intégralité des fluctuations piézométriques.

Comme il a été vu précédemment, le ruisseau du Béal occupe une position dominante vis-à-vis de la nappe de Cleppé et ce, quelle que soit la situation hydrogéologique (basses eaux ou hautes eaux). Ceci semble signifier que le ruisseau du Béal alimente en permanence l'aquifère de Cleppé, mais ces flux dépendent du gradient hydraulique et doivent probablement varier de manière importante dans le temps.

Sans évoquer les flux d'alimentation du ruisseau vers la nappe, l'analyse de l'ensemble de la chronique piézométrique de Cleppé montre que les ondes de crues propagées en nappe s'observent plus distinctement quand le niveau piézométrique au niveau de Cleppé est très bas, c'est-à-dire en période estivale des années 2009 à 2011. La Figure 27 présente l'influence supposée des variations de hauteurs d'eau du Béal sur le niveau piézométrique de Cleppé lors des périodes estivales de 2009 et 2010.

Même si il est probable que les crues influencent le piézomètre de Cleppé en hautes eaux (hydrogéologiques), ces influences sont beaucoup plus marquées en dessous du niveau 1,5 m soit environ 323,5 m NGF. Avant l'année 2009, il était très rare que la nappe passe sous la cote 323,5 m et ce même en basses eaux, l'influence des crues était alors peu visible.

Cet effet de rupture de régime des fluctuations entre les périodes de hautes eaux et basses eaux (hydrogéologiques) peut s'expliquer de deux manières.

Soit par une inversion des échanges entre la nappe et le ruisseau, c'est-à-dire qu'en période hautes eaux, la nappe alimente le ruisseau tandis qu'en période de basses eaux, le ruisseau alimente la nappe. Or les relations géométriques entre la nappe et le ruisseau permettent de réfuter cette hypothèse, en effet, le niveau du ruisseau est toujours situé au dessus du niveau de la nappe.

Soit par un décrochement de la nappe en période de basses eaux. C'est-à-dire que lorsque la nappe et le ruisseau ont un niveau bas durant une période suffisamment longue (atteinte d'un régime pseudo permanent), l'alimentation fournie par le ruisseau ne suffit plus pour maintenir une continuité hydraulique avec la nappe sous-jacente. L'interface entre le ruisseau et la nappe n'est plus saturée, on assiste à un phénomène de décrochement qui marque un potentiel changement de régime. La limite à potentiel imposé que constituait la rivière devient une limite à flux imposé (incluant un transfert en zone non saturée sous la rivière). Dans ces conditions de nappe « décrochée », une crue soudaine pourrait potentiellement impacter de manière plus importante la piézométrie.

Les conditions de décrochement dépendent de paramètres tels que la perméabilité et l'épaisseur de la couche de colmatage située sous la rivière mais dépend aussi de variables telles que le niveau dans la rivière et le gradient entre la nappe et la rivière. Cette hypothèse, somme toute très théorique, nécessite une validation.

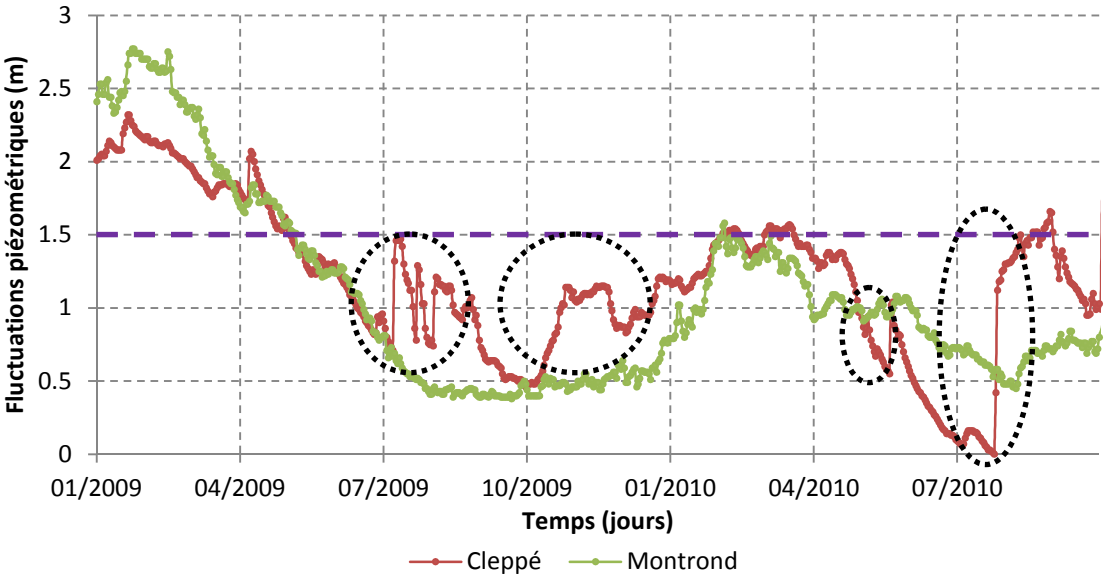


Figure 27 – Effet de rupture de régime des fluctuations piézométriques de Cleppé entre janvier 2009 et octobre 2010. L'effet supposé des crues du ruisseau Béal sur la piézométrie semble plus marqué en situation de basses eaux (hydrogéologiques). Le piézomètre de Montrond (courbe de couleur verte) n'enregistre pas de telles variations lors des périodes estivales. Les cercles en pointillés de couleur noire correspondent à des fluctuations dont la corrélation avec les pluies locales n'est pas toujours évidente. Le trait discontinu de couleur violette correspond au niveau critique en dessous duquel la nappe de Cleppé est susceptible d'être sensiblement influencée par le ruisseau du Béal situé à environ 40 m.

Ce constat semble remettre en question l'hypothèse d'une cause unique expliquant les fluctuations du piézomètre de Cleppé. Ainsi, il est probable que les fluctuations piézométriques soient le résultat de la somme cumulée des perturbations du Béal et de l'infiltration des précipitations locales. Le Béal pouvant naturellement être influencé par les pluies localisées dans les monts du Forez mais aussi par les pluies régionales affectant tout le département de la Loire.

Signaux de type Chalain/Saint-Galmier :

La principale différence concerne l'inertie de la réponse piézométrique qui semble plus faible pour le piézomètre de Chalain. La vitesse de mise en charge est donc plus rapide et peut être expliquée soit par une perméabilité plus forte de l'aquifère de Chalain, soit par une distance de transfert entre la zone de recharge et le point d'observation plus faible pour le piézomètre de Chalain.

La Figure 28 illustre l'inertie des deux signaux piézométriques. En réponse à une somme d'évènements pluvieux ayant eu lieu au cours d'octobre et novembre 2008, le niveau piézométrique maximum est atteint autour du mois de mai 2009 pour Chalain et autour du mois d'octobre 2009 pour Saint-Galmier. Soit une inertie d'environ sept mois pour Chalain et douze mois pour Saint-Galmier. En revanche, la vitesse de drainage pour les deux aquifères semble assez similaire.

Toutefois, il est important de noter que la comparaison des chroniques ne s'effectue que pour une période courte (5 ans), ces considérations sont donc à tempérer.

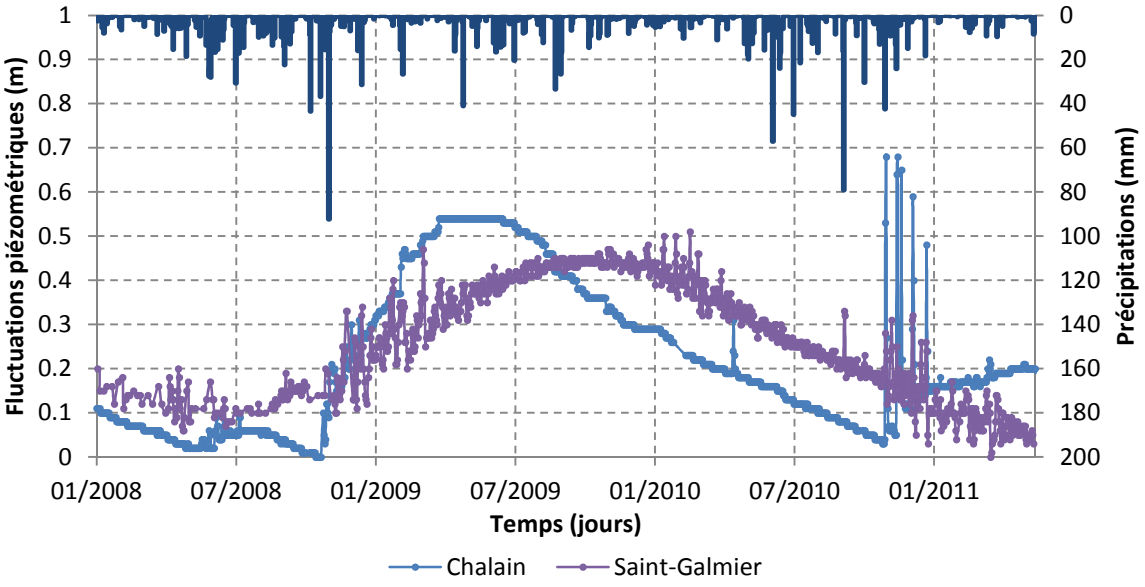


Figure 28 – Différence d'inertie pour les fluctuations piézométriques de Chalain et Saint-Galmier entre janvier 2008 et juin 2011. L'inertie semble plus importante pour le piézomètre de Saint-Galmier. Les histogrammes verticaux de couleur bleue foncée représentent les chroniques journalières de pluies brutes.

Par ailleurs, à partir de la fin de l'année 2010, le niveau piézométrique de Chalain commence à augmenter tandis que celui de Saint-Galmier continue de diminuer. Il est probable que la recharge de la fin de l'année 2010 ait suffit à faire réagir le piézomètre de Chalain mais pas celui de Saint-Galmier. En première approximation, il semblerait que la capacité de stockage moyenne du sol de la zone de recharge de l'aquifère de Saint-Galmier soit plus importante, expliquant que le temps nécessaire au remplissage du réservoir soit plus long.

Contrairement aux piézomètres de Cleppé et Montrond, l'estimation de la capacité de stockage du sol est plus compliquée, du fait de l'inertie plus forte. L'ajustement d'un bilan hydrique est nécessaire pour estimer de manière appropriée la capacité de stockage des sols de Chalain et Saint-Galmier (bilan hydrique détaillé partie III chapitre 3).

La forte inertie est en partie liée à la distance de plusieurs centaines de mètres entre la zone de recharge et le point d'observation (l'estimation cartographique donne environ 250 m pour Chalain et environ 450 m pour Saint-Galmier) et au rôle réservoir du sol qui modifie fortement l'intensité et la distribution temporelle de la recharge d'origine superficielle (effet de retard et d'écrêtage). Ceci peut expliquer que certaines années la recharge issue des précipitations ne soit pas visible.

La forte inertie des signaux de Chalain et Saint-Galmier renforce l'impression de faible amplitude. Cette faible amplitude semble indiquer que le coefficient d'emmagasinement est relativement élevé et n'est probablement pas celui d'une nappe captive. L'intensité de la recharge elle aussi peut être mise en cause, en effet, une plus faible intensité de la recharge vis-à-vis des autres signaux peut signifier une amplitude plus faible des fluctuations.

Une contradiction est levée du fait de la présence d'une couche argileuse et d'une alimentation probablement latérale qui est souvent liée à une nappe captive or la faible amplitude des fluctuations suggère un coefficient d'emmagasinement de nappe libre.

L'explication la plus probable implique un fonctionnement hydrodynamique « pseudo-libre » comme il a été décrit précédemment à la Figure 15. C'est-à-dire que bien que le toit de l'aquifère soit recouvert d'une couche imperméable, le niveau piézométrique demeure sous ce toit.

Le paragraphe suivant est dédié aux objectifs de caractérisation hydrogéologique guidant le choix des méthodes utilisées pour valider ou réfuter ces hypothèses de fonctionnement.

III.2.2.3. Représentation des écoulements souterrains et choix de méthode de caractérisation : modélisation hydrodynamique transitoire

L'interprétation par comparaison des fluctuations piézométriques a permis de formuler des hypothèses quant aux différents types de fonctionnements hydrodynamiques rencontrés. Avec d'une part, des signaux piézométriques marqués par une forte réactivité et une amplitude importante, attribuée aux aquifères libres peu profonds comme c'est le cas pour Montrond et Cleppé et d'autre part, des signaux marqués par une faible réactivité et une faible amplitude, attribuée aux aquifères pseudo-libre comme c'est le cas pour Chalain et Saint-Galmier.

Les hypothèses de fonctionnement hydrodynamique sont synthétisées sous la forme d'un schéma conceptuel en Figure 29 ci-dessous.

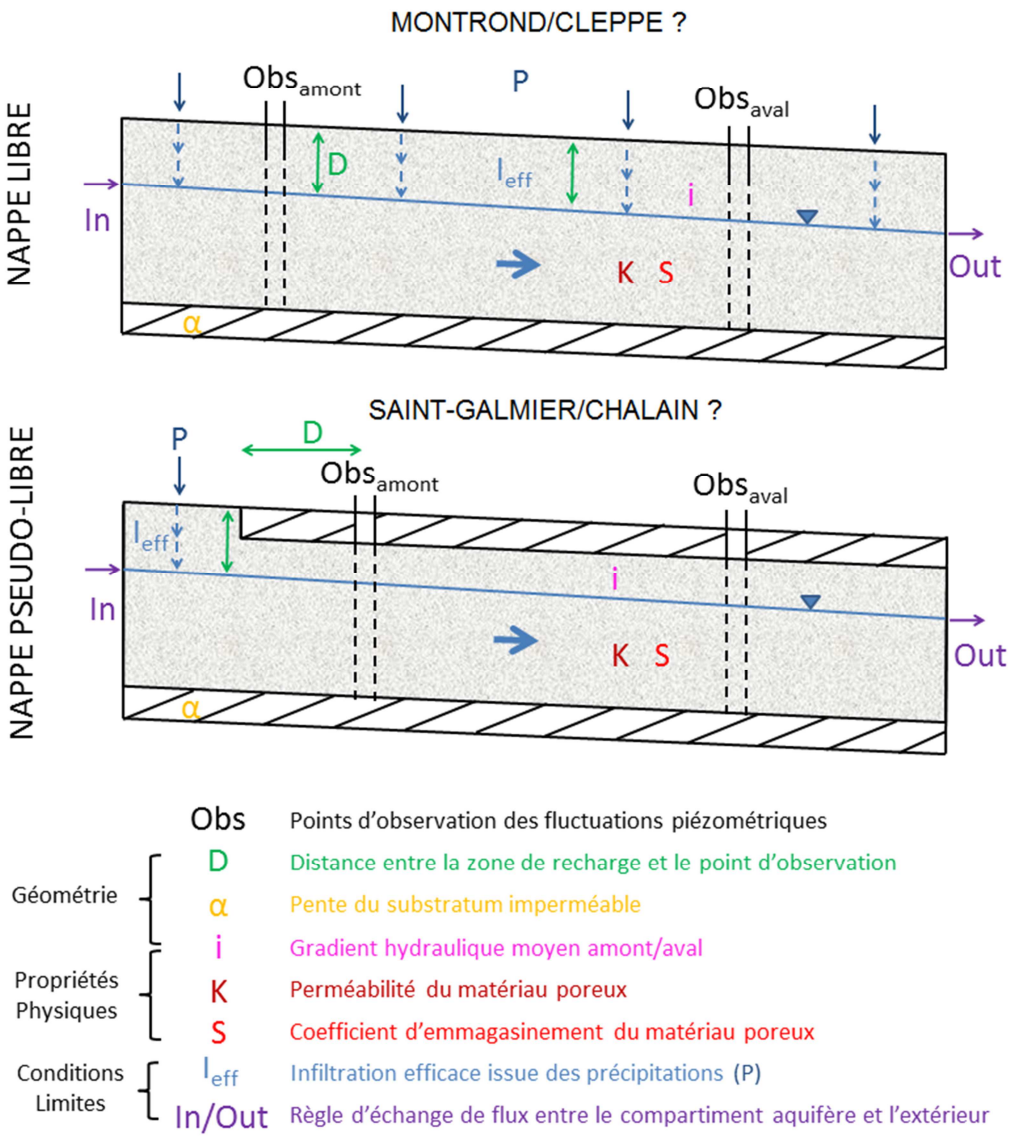


Figure 29 - Coupes hydrogéologiques conceptuelles synthétisant les hypothèses de fonctionnement hydrodynamique pour les quatre piézomètres de suivi. La première coupe correspond à un fonctionnement hydrodynamique libre pour les piézomètres de Montrond et Cleppé. La seconde coupe correspond à un fonctionnement hydrodynamique pseudo-libre, c'est-à-dire que le niveau d'eau varie librement mais la partie aquifère est surmontée d'une couche imperméable comme cela semble être le cas pour les piézomètres de Chalain et Saint-Galmier. Ces hypothèses ont été déduites de l'analyse des fluctuations piézométriques observées qui dépendent notamment de la géométrie et des propriétés physiques mais aussi des conditions aux limites.

Par ailleurs, cette analyse a permis d'identifier pour le piézomètre de Cleppé, une autre source de fluctuation qui n'est pas seulement liée à une recharge par les précipitations mais aussi aux variations de hauteurs d'eau du ruisseau du Béal.

En revanche, les apports profonds n'ont pas pu être identifiés par l'analyse des fluctuations. Soit parce que les flux sont constants et par conséquent n'induisent pas de fluctuation ; soit parce que les variations sont trop faibles et trop lentes pour être identifiées ou soit parce que les apports profonds sont simplement inexistants.

Cette analyse du contenu des signaux ne permet qu'une déduction qualitative des propriétés des aquifères investigués, elle n'est pas suffisante pour une validation physique des hypothèses ni même pour quantifier des flux ou estimer des propriétés physiques.

La conceptualisation du problème hydrogéologique, dont le support de réflexion est issu de l'observation des fluctuations piézométriques, amène à s'interroger sur la vraisemblance physique des hypothèses formulées. Les fluctuations piézométriques résultent de l'expression de phénomènes physiques relevant de la mécanique des fluides. Les relations phénoménologiques peuvent être décrites par des fonctions continues moyennant une adaptation empirique nécessitée par la description macroscopique du milieu [LEDOUX, 2003] ; [DE MARSILY, 1981]. Soit la définition d'un VER « Volume Elémentaire Représentatif » qui permet de moyenner les phénomènes microscopiques à un niveau macroscopique prédéfini.

Ainsi, il existe un groupe de trois relations phénoménologiques qui permettent de décrire la physique des écoulements en milieux poreux (décrites en détail en Annexe 15) :

- Le principe de continuité macroscopique qui traduit la conservation de la masse de fluide au sein d'un VER ;
- L'équation du mouvement au sein d'un VER, c'est-à-dire la loi de Darcy qui permet de modéliser le débit d'eau pouvant, par différence de charge hydraulique, s'écouler à travers un milieu poreux ;
- L'équation d'état qui traduit le comportement mécanique de l'eau et de la matrice rocheuse en fonction de la pression. Ainsi, la variation de stock d'eau dans un VER est liée à la variation de niveau piézométrique.

La synthèse de ces relations phénoménologiques donne l'équation de diffusivité ci-dessous :

$$\frac{\partial}{\partial x}\left[K_{xx}\frac{\partial h}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[K_{yy}\frac{\partial h}{\partial y}\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left[K_{zz}\frac{\partial h}{\partial z}\right]+q=S_s\frac{\partial h}{\partial t}$$

Ou encore :

$$div(K * \overrightarrow{grad}h)+q=S_s\frac{\partial h}{\partial t}$$

h : charge hydraulique macroscopique [L] ;

K_{xx} , K_{yy} et K_{zz} sont les valeurs de perméabilité respectivement le long des axes x, y et z [L/T] ;

q : débit volumique d'eau prélevé ou injecté par unité de volume élémentaire représentatif [T^{-1}] ;

t : temps [T] ;

S_s : coefficient d'emmagasinement spécifique en situation libre [L^{-1}] ou confinée [-].

Cette équation de diffusivité aux dérivées partielles est résolue par les méthodes numériques pour tous problèmes hydrodynamiques complexes. Dans le cadre de ce travail, la non linéarité du problème (cas des nappes libres dont la transmissivité varie avec la charge), la complexité des conditions limites, le régime transitoire issu de forçages météorologiques excluent l'emploi des solutions analytiques.

Parmi les méthodes numériques couramment employées en hydrogéologie, on peut notamment citer les méthodes aux différences finies et aux éléments finis.

Le choix de la méthode de résolution s'est tourné vers les différences finies dont le principe général réside dans l'approximation des dérivées par différence (logiciel Visual Modflow® v2009.1 Premium). Ce choix a été guidé par la capacité de cette méthode à modéliser correctement (pour des temps de calculs convenables) les écoulements régionaux [DE MARSILY, 2004] pour des géométries d'aquifères simples, ce qui correspond aux spécificités des aquifères investigués.

Ce type de résolution numérique nécessite la discrétisation de l'espace modélisé en mailles régulières (mailles carrées). La valeur numérique de la charge hydraulique est approximée au centre de chaque maille et représente la valeur moyenne de la charge au sein de la maille. Chaque maille doit ainsi être renseignée par des informations relatives à la géométrie des interfaces d'intérêt hydrogéologique, à des conditions limites (règles d'échange de flux entre le domaine modélisé et le milieu extérieur [LEDOUX, 2003]) et à des propriétés physiques (perméabilité et coefficient d'emmagasinement).

De cette manière, les hypothèses exposées précédemment sont traduites sous forme d'expériences numériques déterministes permettant de retranscrire l'aspect transitoire des écoulements en calculant les variations temporelles des hauteurs d'eau sur l'ensemble du domaine modélisé.

Les hauteurs d'eau calculées sont confrontées à l'observable constitué par les chroniques piézométriques. De cette manière, un modèle, représentant une portion de territoire, sera mis en œuvre pour chaque piézomètre, dont les objectifs de caractérisation sont sensiblement différents.

L'objectif de caractérisation des modèles reliés aux piézomètres de Montrond, Cleppé, Chalain et Saint-Galmier est triple. Le premier objectif, d'ordre pseudo-quantitatif, consiste en la validation (ou réfutation) du type de fonctionnement hydrodynamique. Le second objectif, d'ordre quantitatif, consiste à estimer les quantités et la répartition temporelle des flux d'entrée et sortie des aquifères, à ajuster les propriétés physiques (K et S), à valider la géométrie (pente du substratum) des aquifères et à identifier les zones de recharge. Le troisième objectif, d'ordre plutôt qualitatif, réside dans l'identification de toute alimentation ou prélèvement d'eau non pris en compte initialement ou encore la caractérisation éventuelle de phénomènes physiques non envisagés comme par exemple, les écoulements en zone non saturée.

Le chapitre 3 de la partie III détaillera la mise en œuvre de ces modèles numériques avec :

Dans premier temps, le choix de la dimension des modèles, l'interprétation géométrique des structures hydrogéologique et leurs reports sur un maillage. Dans un second temps, le choix des conditions aux limites et la définition des conditions initiales de simulation. Dans un troisième temps, une réflexion sur la manière de considérer les éventuels apports profonds.

Chapitre 3 – Approche géochimique et mise en œuvre de l'approche physique par modélisation locale

Ce chapitre propose de définir les méthodes employées pour confronter les hypothèses hydrogéologiques avancées et se décline en deux paragraphes. Le premier paragraphe aborde les modalités d'interprétation des données géochimiques, le second paragraphe, traite de la stratégie de modélisation mise en œuvre.

III.3.1. Approche géochimique : Indices hydrogéochimiques et indices isotopiques

Avant de prendre en compte d'hypothétiques écoulements profonds dans les modélisations numériques, il est important d'expliquer les méthodes géochimiques qui seront mobilisées et ultérieurement mises en œuvre pour étudier ces hypothèses, c'est l'objectif de cette section.

Il est important de noter que les analyses hydrogéochimiques et isotopiques sont le résultat d'une somme de réactions pouvant faire intervenir les différentes origines des eaux identifiées (eaux météoriques, eaux minérales et eaux hydrothermales). Chaque origine des eaux ayant un bagage chimique et isotopique qui lui est propre. Les proportions de chaque origine ne peuvent pas toujours être déterminées de manière quantitative du fait de la complexité des interactions mises en jeu et de la non unicité des solutions.

Ce chapitre présente dans un premier temps, les modalités d'interprétation de chaque indice qu'il soit hydrogéochimique ou isotopique et dans un second temps, la quantification des mélanges entre eaux de différentes origines.

III.3.1.1. Modalités d'interprétation des indices hydrogéochimiques et isotopiques

III.3.1.1.1. Indices hydrogéochimiques (IS, TDS, PCO_2, NO_3^-)

- PCO_2 : La pression partielle en CO_2 est exprimée en équivalence par rapport à une pression atmosphérique dite normale de 1013,25 hPa. L'atmosphère échange du CO_2 avec l'eau des précipitations selon une loi d'équilibre thermodynamique (loi de Henry décrite en Annexe 16) qui dépend de la pression en CO_2. La pression partielle en CO_2 de l'atmosphère (à l'échelle de temps humaine) est stable ($10^{-3,5}$ eq. atm.). A l'équilibre, avant l'infiltration en souterrain, la pression partielle en CO_2 de l'eau est environ égale à celle de l'atmosphère. Dès lors que l'eau s'infiltre en souterrain, la production de CO_2 peut avoir deux origines, soit l'activité biologique au niveau des sols (dégradation de la matière organique), soit l'influence de fluides hydrothermaux ou d'eaux carbo-gazeuses. Le CO_2 des eaux carbo-gazeuses peut être lui-même produit de différentes manières :

Soit le CO_2 est libéré à partir de l'action couplée de la dissolution de la calcite à haute température et des interactions avec les silicates (échanges de cations et d'anions) [VALLES, 2006]. Pour ces eaux carbo-gazeuses la pression de CO_2 peut être plus ou moins importante suivant l'état général de minéralisation des eaux.

Soit le CO_2 est libéré par l'activité hydrothermale (CO_2 géogénique endogène) au niveau d'accident du socle. En remarque, il est intéressant de noter que dans ce cas de figure, la signature isotopique (^{13}C) du CO_2 hydrothermal peut masquer partiellement ou totalement la signature isotopique minérale.

Toutes ces sources potentielles de CO_2 auront tendance à augmenter la pression partielle de CO_2 contenue dans l'eau. Les valeurs standards de PCO_2 pour un sol oscillent entre $10^{-2,7}$ et $10^{-1,8}$ et pour des fluides carbo-gazeux et hydrothermaux les valeurs sont supérieures à 10^{-1} atm [VALLES, 2006].

Un autre rôle bien connu du CO_2 dissout est la formation d'acide. En effet, plus la pression partielle de CO_2 dans le sol sera élevée, plus la quantité de CO_2 dissout dans l'eau sera élevée. Le CO_2 dissout agit comme un acide et tend à diminuer le pH de l'eau. Cette diminution de pH modifie les équilibres calco-carboniques et favorise la dissolution des minéraux de l'encaissant. Les diverses réactions d'altération des minéraux de l'encaissant vont par la suite avoir tendance à augmenter le pH. L'altération des minéraux silicatés peut elle aussi consommer des ions H^+, mais ces réactions sont beaucoup plus lentes que la dissolution des carbonates (calcite en l'occurrence) qui demeure le phénomène prépondérant. Ainsi le potentiel de dissolution de la calcite est directement lié à la pression partielle de CO_2 [HUNEAU, 2000].

- IS : L'Indice de Saturation est sans unité et est toujours exprimé par rapport à une phase minérale donnée (par exemple, la calcite, l'aragonite, la dolomite, le gypse, etc.). Dans le contexte peu carbonaté de la plaine du Forez, la phase minérale du système calco-carbonique à considérer est la calcite [RENAC et Al., 2010]. Ainsi, les indices de saturations calculés renseignent sur le caractère sur-saturé (IS > 0) ou sous-saturé (IS < 0) d'une eau vis-à-vis de la calcite soit le potentiel à précipiter ou dissoudre cette phase minérale carbonatée. Ce potentiel à précipiter ou dissoudre des carbonates (CO_3^{2-}) a une importance particulière puisqu'il a une influence directe sur le fractionnement isotopique et l'activité radioactive du carbone. Cet indice est souvent lié à la pression partielle de CO_2, plus la pression de CO_2 est forte plus le potentiel de dissolution de la calcite est fort et donc plus l'IS sera négatif (sous-saturé) jusqu'à ce qu'un nouvel équilibre s'installe. Cette remarque est à nuancer, notamment pour le cas d'eaux influencées par du CO_2 d'origine géogénique (par exemple le forage de Détente) dont la pression partielle de CO_2 est importante et dont l'IS de la calcite est positif (sur-saturé).

- TDS : Le contenu total en espèces dissoutes représente la somme des cations et des anions et est exprimé en milligramme par litre (mg/L). Le TDS indique l'état général de minéralisation de l'eau considérée. Plus l'eau aura transitée longtemps en souterrain, plus les interactions eau – roche auront été importantes. Ces interactions plus importantes ont, la plupart du temps, la conséquence d'augmenter la minéralisation totale en comparaison avec une eau d'infiltration issue des précipitations ayant un TDS initial faible (entre 25 et 200 mg/L).

Cette minéralisation totale plus importante est à relativiser éléments par éléments et dépend fortement du contexte lithologique (par exemple, les eaux profondes de la plaine du Forez subissent une augmentation de l'élément Sodium et une diminution de l'élément Sulfate par rapport à une eau de ruissellement [GAL, 2005] ; [RENAC et Al., 2010]).

- NO_3^- : La concentration en nitrates est exprimée en milligramme par litre (mg/L). Les nitrates peuvent être présents à l'état naturel dans les aquifères superficiels à hauteur de quelques milligrammes par litre, soit très inférieur à la norme de potabilité française dont la limite supérieure est de 50 mg/L.

Les nitrates issus de l'activité agricole sont utilisés comme engrais pour la croissance des plantes cultivées. La part de nitrates non assimilée par les plantes et les processus biologiques divers, percolent au travers de la zone non saturée pour atteindre la nappe. Ainsi, l'activité agricole actuelle et passée est pour l'essentiel responsable des teneurs en nitrates observées. Dans des eaux dont on soupçonne une protection naturelle contre l'infiltration directe des précipitations (couche argileuse avec zone d'alimentation en amont des parcelles agricoles), retrouver des nitrates est le signe d'une contamination par des eaux pluviales ou de ruissellement.

III.3.1.1.2. Indices isotopiques ($A^{14}C$, ^{13}C, ^{18}O, ^{2}H)

Les isotopes de la molécule d'eau :

- $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$: Les isotopes stables de la molécule d'eau ^{18}O et ^{2}H sont exprimés en parts pour mille par rapport au standard SMOW (Standard Mean Ocean Water) et s'écrivent $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ en ‰ v-SMOW. Les eaux de pluies locales enregistrent notamment les effets de continentalité, de température et d'altitude qui ont des répercussions sur le fractionnement isotopique $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$. C'est à partir de ces échantillons d'eau de pluie locale qu'est construite la droite météorique locale (DML), illustré en Figure 30.

Ces eaux de pluies, lors de leur infiltration et durant le transit en souterrain, sont susceptibles de subir des processus affectant à nouveau le fractionnement $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$. Ces processus sont décrits par Clark et Fritz [1997] et sont illustrés en Figure 30 ci-après.

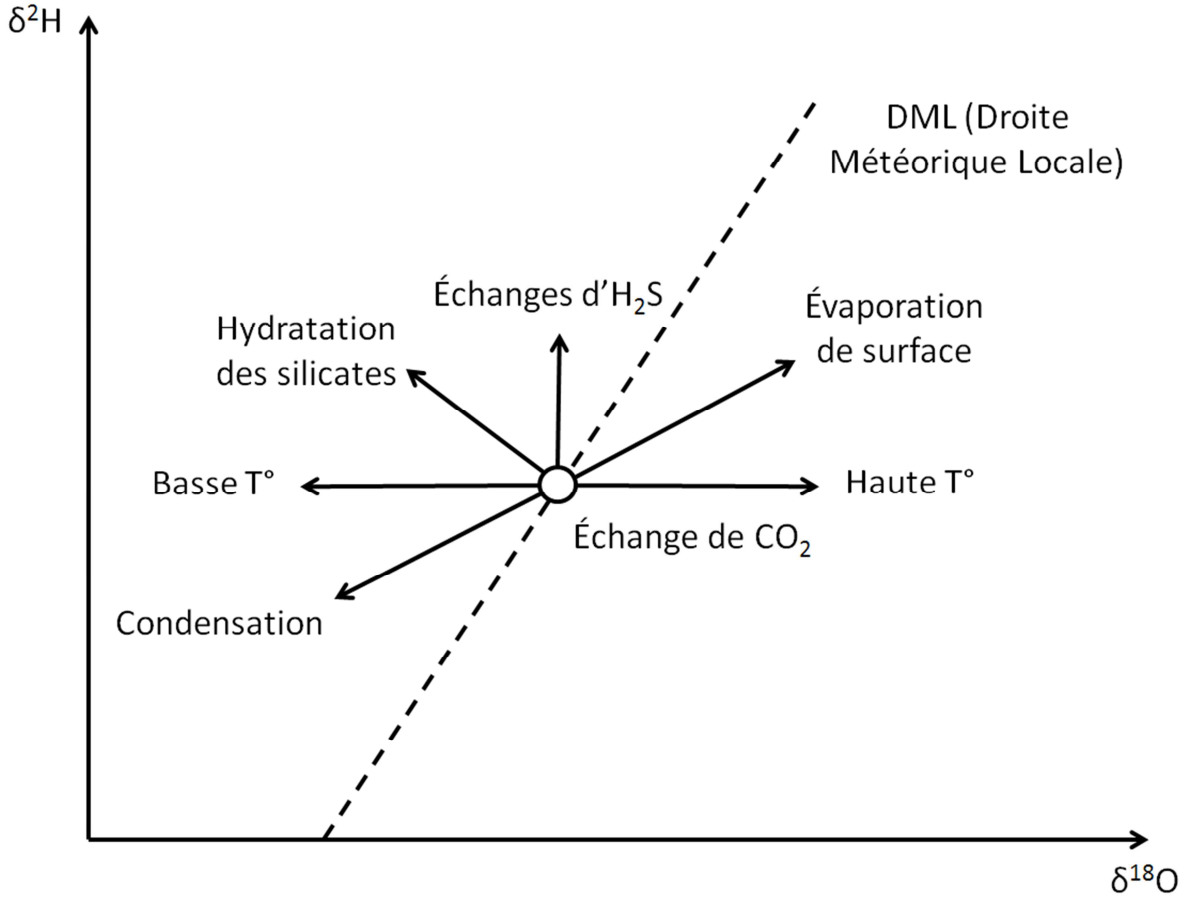


Figure 30 - Processus naturels pouvant influer sur le fractionnement en ^{2}H et ^{18}O (d'après Clark et Fritz [1997]).

Dans le contexte de la plaine du Forez, les processus identifiés comme susceptibles d'influencer le fractionnement isotopique $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ par rapport à la droite météorique locale (DML), soit à la faveur d'un enrichissement, soit à la faveur d'un appauvrissement, sont :

- Pour l'enrichissement, le processus mis en cause est l'évaporation de surface,
- Pour l'appauvrissement, les processus mis en cause sont les échanges d'H_2S avec la pyrite présente dans les argiles des formations tertiaires, l'hydratation des silicates de ces mêmes argiles et les échanges de CO_2 d'origine hydrothermal dans des conditions de basses températures.

En étant conscient des nombreux processus pouvant affecter le fractionnement isotopique de la molécule d'eau, les teneurs en ^{18}O et ^{2}H peuvent être de bons traceurs des mélanges entre eaux de différentes origines, dès lors que la composition isotopique de chaque origine contributive est déterminée.

- Les isotopes du Carbone Inorganique Total Dissous (CITD) :

Les indices ^{13}C et ^{14}C mesurés correspondent à un signal moyen recouvrant toutes les sources possibles de carbone. Le carbone dissout dans les eaux peut provenir soit d'échange de CO_2 avec l'atmosphère, soit de la dissolution du CO_2 du sol lors de l'infiltration des eaux à travers le sol (pédologique), soit de la dissolution des minéraux carbonatés présents dans les sols et le sous-sol ou encore du mélange avec des eaux d'origines profondes (par exemple des eaux carbo-gazeuses ou hydrothermales dont la teneur en carbone minéral dissout est très importante).

- $\delta^{13}C$: La teneur en isotope stable ^{13}C est exprimée en parts pour mille par rapport à un standard qui est le PDB (Pee Dee Belemnite) [CRAIG, 1957] et s'écrit $\delta^{13}C$ en ‰ v-PDB. La teneur en ^{13}C du CITD (Carbone Inorganique Total Dissous) enregistre les échanges isotopiques entre les différents pôles ou réservoirs (par exemple : le sol et le sous-sol ou tout autre pôle dont la signature en ^{13}C est identifiée). Les variations de teneur isotopique sont en effet la conséquence du fractionnement entre les différentes phases et les différents composés échangeant du carbone. Le ^{13}C est un excellent traceur associé à tous les phénomènes intervenant dans les équilibres calco-carboniques, grâce à la signature isotopique contrastée des différents pôles de mélange [HUNEAU, 2000].

Pour les sources de carbone identifiées, les valeurs standards $\delta^{13}C$ retenues sont pour l'atmosphère d'environ -7 ‰ v-PDB, le réservoir sol (par le biais de la matière organique) d'environ -25 ‰ v-PDB, le réservoir minéral d'environ – 6 ‰ v-PDB (d'après les résultats des forages Mon1, Mon2 en Annexe 9) et les fluides hydrothermaux environ 0 ‰ vs PDB (d'après les résultats des forages Mon3 et Détente en Annexe 9).

- $A^{14}C$: L'activité de l'isotope radioactif ^{14}C est exprimée par rapport à une activité standard, à peu près équivalente à l'activité du carbone récent ou moderne (PCM). Tout comme la teneur en ^{13}C, l'activité en ^{14}C est influencée par les mêmes sources de carbones, mais cette activité présente la propriété de décroitre de manière logarithmique avec le temps. Cette propriété est à l'origine de la datation des eaux souterraines dont la description est détaillée en Annexe 17.

Selon le principe de radiodatation (Annexe 17), la datation des eaux souterraines est rendue possible dès lors que la part du carbone d'origine atmosphérique du CITD est isolée. Toute la difficulté résidant dans la détermination de cette part atmosphérique du carbone et dans l'estimation de l'activité initiale en ^{14}C lors de la fermeture du système. De nombreux modèles correctifs de l'activité ^{14}C existent. Ils sont issus de la littérature avec notamment Tamers [1967], Ingerson et Pearson [1964], Fontes & Garnier [1979], Olive [1996], etc.

Ces modèles tiennent compte, de façon plus ou moins complète, des différents phénomènes affectant les isotopes du carbone lors du parcours des eaux dans l'aquifère [HUNEAU, 2000] ainsi que de la nature lithologique de l'aquifère.

Pour les nombreux cas de figures où les modèles correctifs ne s'appliquent pas, l'activité ^{14}C est alors considérée de manière relative en comparaison avec d'autres échantillons ou autres pôles dont la signature isotopique est identifiée (par exemple les carbonates dont l'activité ^{14}C est nulle).

Tout en gardant à l'esprit l'aspect dynamique de la décroissance radioactive et la complexité des interactions susceptibles d'affecter le CITD, l'activité ^{14}C des échantillons peut indiquer qualitativement la présence d'eaux anciennes si la proportion de mélange est significative.

Pour les sources de carbone identifiées, les valeurs des activités ^{14}C retenues sont pour l'atmosphère d'environ 106 PCM, le sol légèrement inférieur à l'activité de l'atmosphère (< 106 PCM) et pour le réservoir minéral et les fluides hydrothermaux de 0 PCM.

Tous ces indices, qu'ils soient mesurés ou calculés pour les quatre piézomètres de suivi, sont comparés :

- aux données locales recensées pour les eaux de pluies (Saint-Just-Saint-Rambert), pour les eaux superficielles (rivière de l'Anzieux) et dans les forages profonds (Forages Mon1, Mon2, Mon3 et Détente) d'après Gal [2005] et Renac et al. [2010],
- à des valeurs de références locales pour les réservoirs/pôles identifiés.

En remarque, à l'instar des indices hydrogéochimiques et isotopiques présentés ci-dessus (^{13}C, IS, PCO_2, TDS, ^{18}O, ^{2}H et NO_3^-), d'autres analyses sont envisageables pour caractériser les interactions et les éventuels mélanges. Ces analyses complémentaires (Par exemple : ^{3}H, Cl,…) concernent tout traceur des eaux ayant une signature hydrogéochimique et isotopique identifiée.

III.3.1.2. Quantification des mélanges entre deux origines

Dans le cas général, toute tentative réaliste de quantification des proportions de mélange nécessite d'avoir identifié une ou plusieurs substances dissoutes agissant comme traceur de chaque composante intervenant dans le mélange des eaux (composantes superficielle et profonde).

Comme il a été vu précédemment, dans le cas des isotopes du carbone inorganique dissous, pour être un bon traceur de l'origine des eaux, le fractionnement isotopique ^{13}C et l'activité ^{14}C doivent être suffisamment contrastés d'une composante à l'autre et doivent encadrer les valeurs de l'échantillon mesuré. Par ailleurs, la teneur de ce traceur dissous dans l'eau doit être connue pour chacune des composantes mises en jeu dans le mélange (concentration en CITD pour les isotopes ^{13}C et ^{14}C). Les concentrations en carbone inorganique total dissous (CITD) impliquent de connaître la répartition des espèces du système calco-carbonique. Ainsi, pour chaque échantillon décrit au chapitre 4 de la partie II, les valeurs mesurées sont la concentration en HCO_3^-, le pH et la température. Les concentrations des autres espèces du système calco-carbonique sont déterminées par le calcul (prenant en compte le pH et la température). Les valeurs de concentration en HCO_3^- et en CITD des eaux souterraines sélectionnées sont présentées en Annexe 16.

Dans le cadre de ce travail, on considérera un potentiel mélange faisant intervenir deux composantes issues de deux origines distinctes dont les caractéristiques isotopiques sont contrastées. Par exemple, le mélange entre une composante superficielle issue de l'infiltration d'une partie des précipitations ayant transitée sur des courtes distances et des courtes périodes et une composante profonde issue d'eaux minérales ayant transitées sur de longues distances et de longues périodes.

D'après le principe de conservation de la matière et en supposant qu'aucun phénomène n'affecte le fractionnement isotopique du carbone lors du mélange, il est possible d'écrire le système d'équations décrivant le mélange entre les deux composantes dont les caractéristiques isotopiques sont bien différenciées.

Soit :

$$\begin{cases} \alpha * C_1 * \phi_1 + \beta * C_2 * \phi_2 = (\alpha + \beta) * C_3 * \phi_3 & (1) \\ \alpha * C_1 * \theta_1 + \beta * C_2 * \theta_2 = (\alpha + \beta) * C_3 * \theta_3 & (2) \end{cases}$$

$$\alpha + \beta = 1 \quad (3)$$

D'après les relations qui existent entre les équations (1), (2) et (3), on peut écrire deux nouvelles équations permettant de décrire α :

$$\alpha_{\phi} = \frac{(C_3\phi_3 - C_2\phi_2)}{(C_1\phi_1 - C_2\phi_2)} \qquad (4)$$

$$\alpha_{\theta} = \frac{(C_3\theta_3 - C_2\theta_2)}{(C_1\theta_1 - C_2\theta_2)} \qquad (5)$$

Avec :

α : proportion de la composante superficielle, α_{ϕ}est déduite de (1) et α_{θ}est déduite de (2) ;

β : proportion de la composante profonde ;

C_1 : concentration en CITD de la composante superficielle ;

C_2 : concentration en CITD de la composante profonde ;

C_3 : concentration en CITD de l'échantillon mesuré ;

ϕ_1 : fractionnement en ^{13}C de la composante superficielle ;

ϕ_2 : fractionnement en ^{13}C de la composante profonde ;

ϕ_3 : fractionnement en ^{13}C de l'échantillon mesuré ;

θ_1 : activité ^{14}C de la composante superficielle ;

θ_2 : activité ^{14}C de la composante profonde ;

θ_3 : activité ^{14}C de l'échantillon mesuré.

Les résultats hydrogéochimiques et isotopiques sont discutés et confrontés aux résultats des approches physiques dans la partie IV.

III.3.2. Mise en œuvre de l'approche physique : Modélisation numérique des écoulements souterrains en régime transitoire au niveau des aquifères superficiels

Ce paragraphe traite de la stratégie de modélisation adoptée pour confronter les hypothèses formulées, avec dans un premier temps, le design des expériences numériques, c'est-à-dire le choix de la dimension des modèles, de leurs géométries et des propriétés physiques qui leurs sont associées, puis dans un second temps, le paramétrage des conditions aux limites traduisant notamment l'aspect transitoire des écoulements.

Pour la suite, les variables d'ajustement, permettant de faire coïncider les hauteurs simulées aux hauteurs observées, sont de plusieurs types et permettront de tester la cohérence physique de plusieurs scénarios (pente du substratum, perméabilité et coefficient d'emmagasinement, transformation de la pluie brute en chronique d'infiltration efficace).

III.3.2.1. Design des modèles numériques d'écoulements

III.3.2.1.1. Stratégie de modélisation : Choix des modèles « 2D coupe » en régime transitoire

L'objectif général est de reproduire (de manière simplifiée) les conditions physiques qui permettent d'expliquer le fonctionnement transitoire des aquifères superficiels au niveau des quatre points de suivi (Chalain, Montrond, Cleppé et Saint-Galmier).

Le choix de la dimension des modèles dépend naturellement de l'objectif poursuivit mais aussi et surtout des contraintes qu'impose le terrain d'étude.

Comme il a été vu précédemment, la géométrie des formations aquifères est difficile à estimer en 3D à l'échelle de la plaine du Forez ceci étant notamment lié au fait que l'incertitude sur l'altitude des forages est importante (parfois > 5 m) et que l'épaisseur de la couche aquifère est très fine vis-à-vis de son l'extension spatiale.

Afin de s'affranchir partiellement des problèmes liés à l'imprécision spatiale des données géométriques, le choix s'est tourné vers les modèles 2D sous forme de coupe.

Au niveau des quatre piézomètres de suivi, les ébauches piézométriques (Carte 10 page 67, partie II, chapitre 1) donnent des directions d'écoulements Est Ouest. Dans le sens Ouest vers Est pour les piézomètres de Chalain et Cleppé et dans le sens Est vers Ouest pour les piézomètres de Montrond et Saint-Galmier.

Ces sections de territoire ou modèles « 2D coupe » seront orientées Est-Ouest, dans la direction et le sens général des écoulements. Ainsi, les lignes d'écoulements sont supposées parallèles les unes avec les autres, autrement dit, les flux dans le plan sont nuls ou négligeables.

L'analyse du fonctionnement hydrogéologique sur des modèles « 2D coupe » permet de réduire la dimension du problème physique afin d'en maîtriser plus facilement les multiples composantes (conditions aux limites, aspect transitoire des écoulements, géométrie du modèle, propriétés physiques, etc.) et à fortiori, de posséder une meilleure maîtrise des résultats ainsi que de leurs interprétations.

Toutefois, ces modèles « 2D coupe », du fait qu'ils ne permettent pas de prendre en compte des écoulements dans le plan, exigent une certaine rigueur dans leur mise en place, plusieurs conditions devant être respectées. De ce fait, les singularités locales perturbant les écoulements régionaux et induisant une composante transversale du flux ne peuvent pas être représentées. C'est le cas des pompages et autres hétérogénéités latérales des perméabilités (sauf verticales) qui ne peuvent pas être simulés de manière représentative.

Seuls les écoulements régionaux, intégrant des propriétés hydrogéologiques moyennes (débits, perméabilités, gradient, etc.), tout au long de la coupe, peuvent être modélisés. Cette remarque est particulièrement intéressante car il sera alors possible d'évaluer la représentativité des piézomètres par rapport au contexte régional.

Concernant l'aspect transitoire des écoulements, les chroniques piézométriques au pas de temps journalier (Figure 24), montrent que certains phénomènes, comme les mises en charge rapides des piézomètres de Cleppé et Montrond, s'expriment à l'échelle de temps journalière. Il est donc légitime de privilégier un même pas de temps pour l'estimation de la répartition temporelle de la recharge d'origine superficielle en entrée des modèles.

Le prochain paragraphe traite de l'interprétation de la géométrie des structures alluviales superficielles et du report de ces informations géométriques sur un maillage.

III.3.2.1.2. Interprétation de la géométrie des structures hydrogéologiques

Les quatre piézomètres de suivi font donc l'objet de quatre modèles « 2D coupe » dont les objectifs de caractérisation sont sensiblement différents.

Dans un premier temps, il convient de synthétiser toutes les informations relatives à la géométrie des structures aquifères. Dans un second temps, il convient d'interpréter ces données afin de définir tout au long de la zone modélisée, la géométrie des aquifères et de dégager les incertitudes de ces interprétations.

- Synthèse et exploitation des données brutes

À proximité de chacun des traits de coupe, toutes les cotes des différentes interfaces d'intérêt hydrogéologique ont été extraites. Ces données ponctuelles sont essentiellement issues du site du BRGM Infoterre (forages BSS (Base de données du Sous-sol), puits, piézomètres, etc.) disponibles autour du trait de coupe.

Un trait de coupe passe à la fois par les piézomètres de Chalain et de Montrond, les informations géométriques pour ces forages ont été extraites simultanément et sont présentées en exemple en Figure 31 ci-dessous.

Figure 31 - Données de forages disponibles pour le trait de coupe de Montrond et Chalain source BRGM Infoterre (BSS et fond de carte géologique au 50 000ième).

Tous les forages ne sont pas nécessairement localisés sur le trait de coupe comme le montre la Figure 31. Toutes les données dispersées ont été projetées perpendiculairement au trait de coupe, les détails du calcul du recalage des données sont présentés en Annexe 18.

Le recalage perpendiculaire des données ponctuelles est pertinent dans la mesure où le trait de coupe est lui-même perpendiculaire à l'axe des formations géologiques, c'est-à-dire que les variations latérales de la géologie sont supposées faibles à proximité du trait de coupe (épaisseurs et lithologie). Il va de soi que cette approximation est d'autant moins valable lorsque le point se situe loin du trait de coupe. C'est pourquoi tous les forages localisés à plus d'un kilomètre perpendiculairement au trait de coupe ont été jugés avec plus de réserve.

- Interprétation géométrique et report dans un maillage

Les nouvelles coordonnées (X et Y) ont été recalculées lors du recalage, puis ont été reportées sur un graphique représentant en axe des abscisses la distance euclidienne entre les forages le long du trait de coupe et en axe des ordonnées les cotes altimétriques des interfaces hydrogéologiques. Les Figure 32, Figure 33 et Figure 34 proposent les données brutes de forages et les géométries interprétées des coupes de Chalain et Montrond, Cleppé et Saint-Galmier.

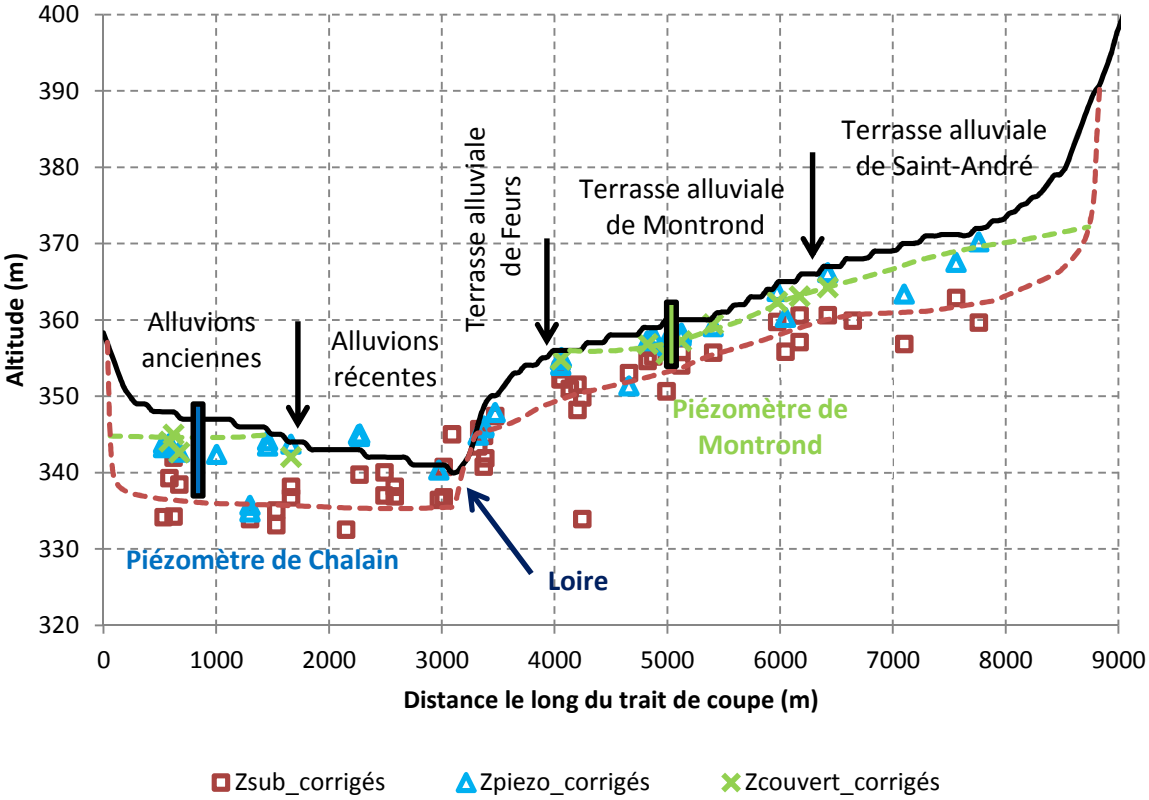


Figure 32 - Coupe interprétative passant par les piézomètres de Chalain et Montrond dans les formations alluviales superficielles. La surface topographique est issue du MNT de résolution 50 m de l'IGN, les carrés de couleur rouge représentent le niveau interprété du substratum, les triangles de couleur bleue représentent le niveau piézométrique juste après la mise en place du forage et les croix de couleur verte représentent la cote de la couverture interprétée comme argileuse. Le trait en pointillé de couleur rouge correspond au niveau du substratum interprété le long de la coupe. Le trait en pointillé de couleur verte correspond au niveau interprété de la base de la couverture argilo-limoneuse.

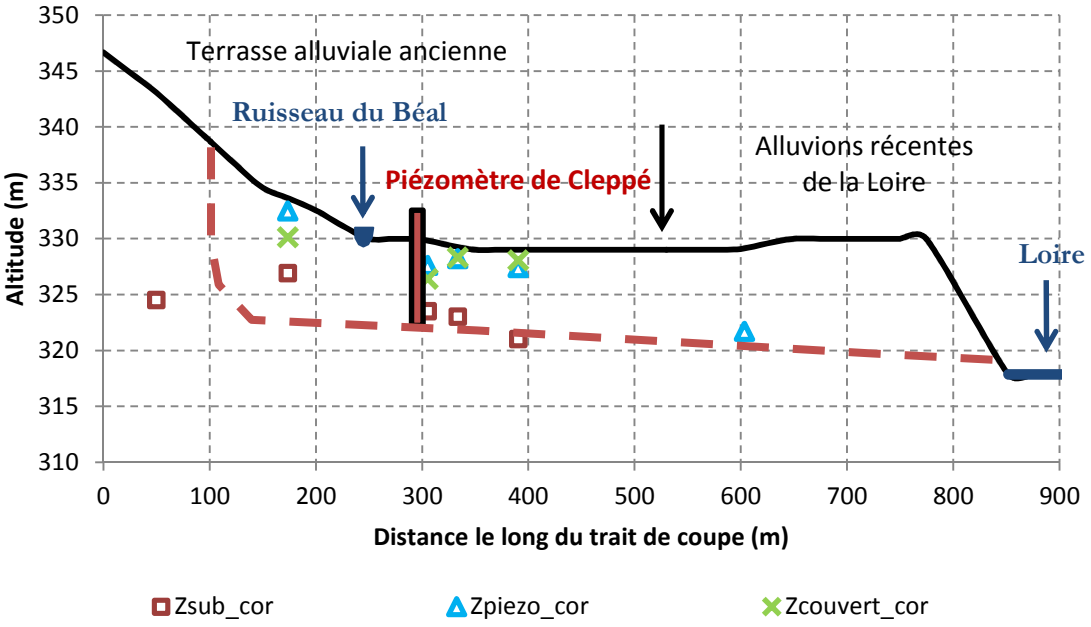


Figure 33 - Coupe interprétative passant par le piézomètre de Cleppé dans les formations alluviales superficielles. Les carrés de couleur rouge représentent le niveau interprété du substratum, les triangles de couleur bleue représentent le niveau piézométrique juste après la mise en place du forage et les croix de couleur verte représentent la cote de la couverture interprétée comme argileuse. Le trait en pointillé de couleur rouge correspond au niveau du substratum interprété le long de la coupe.

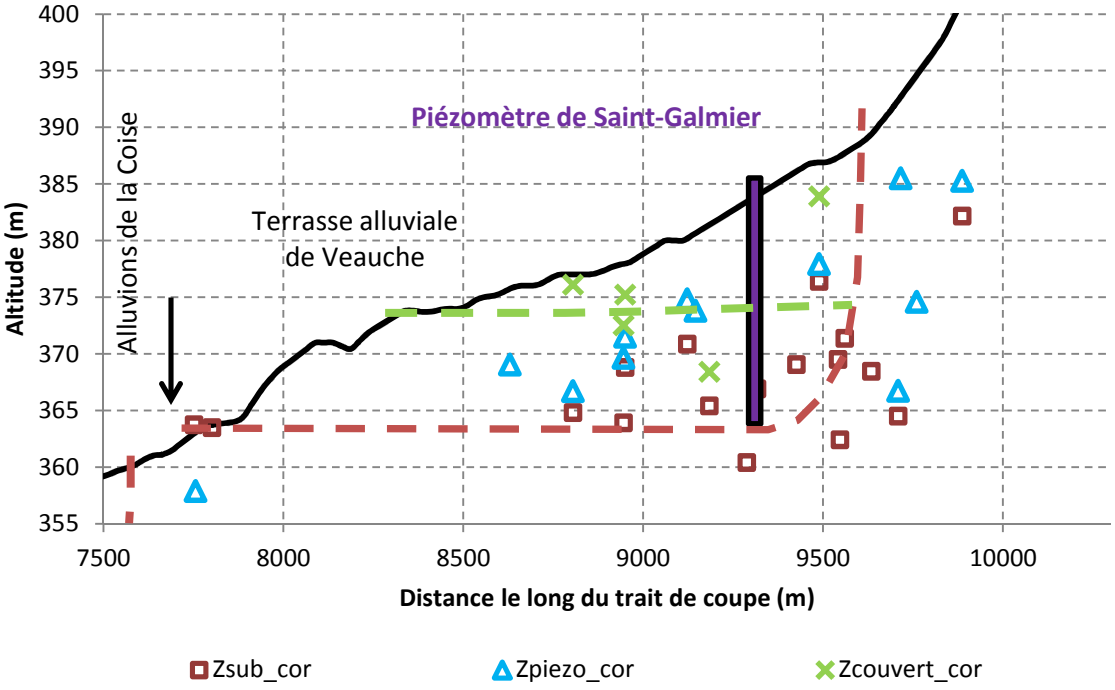


Figure 34 - Coupe interprétative passant par le piézomètre de Saint-Galmier dans les formations alluviales superficielles. Les carrés de couleur rouge représentent le niveau interprété du substratum, les triangles de couleur bleue représentent le niveau piézométrique juste après la mise en place du forage et les croix de couleur verte représentent la cote de la couverture interprétée comme argileuse. Le trait en pointillé de couleur rouge correspond au niveau du substratum interprété le long de la coupe. Le trait en pointillé de couleur verte correspond au niveau interprété de la base de la couverture argilo-limoneuse.

Les cotes du substratum (interface alluvions/sédiments tertiaires) sont représentées par des carrés de couleur rouge, les cotes piézométriques par des triangles de couleur bleue et les cotes de la couverture argilo-limoneuse par des croix de couleur verte. Les courbes en pointillés représentent l'interprétation géométrique en 2D des cotes ponctuelles.

Ces coupes (Figure 32, Figure 33 et Figure 34) permettent de mieux appréhender les incertitudes importantes de l'altitude des différents points de mesure. La précision de la mesure, n'est pas remise en cause. En effet, pour chaque point de mesures (forages, puits, piézomètres, etc.), les cotes (NGF) des niveaux piézométriques, du substratum, etc. sont obtenues par soustraction par rapport à l'altitude du sol au niveau du point de mesure. L'imprécision provient de la difficulté à estimer l'altitude du sol au droit de la mesure. En effet, comme il a été vu au chapitre 1 de la partie II, cette estimation de l'altitude est effectuée à l'aide de différentes sources dont on ne connait pas la précision (altitude provenant de la courbe de niveau la plus proche sur la carte IGN, altitude provenant de la maille la plus proche du MNT, altitude provenant de mesure GPS).

Dès lors, un effort d'interprétation est nécessaire pour décrire la géométrie des alluvions incluses dans les formations tertiaires. Les traits en pointillés illustrent cette interprétation des structures souterraines. Le recours aux outils d'interpolation n'a pas donné de résultats satisfaisants, c'est pourquoi la géométrie a été interprétée manuellement à partir de l'expertise de terrain.

Pour la coupe de Chalain et Montrond (Figure 32), en rive gauche de la Loire, bien que l'incertitude sur l'altitude des données soit forte, la pente du substratum semble en moyenne très faible ou nulle. La présence d'alluvions d'âges différents ne semble ni affecter la pente générale du substratum, ni créer de décrochement (effet de marche d'escalier). On suppose que la continuité hydraulique est assurée entre ces alluvions.

En rive droite de la Loire, trois terrasses d'âges différents sont censés cohabiter. La pente du substratum semble continue entre la terrasse la plus à l'aval et la terrasse intermédiaire (terrasses de Feurs et de Montrond), soit une pente d'environ 0,6 ± 0,1 %. En revanche, entre la terrasse amont et la terrasse intermédiaire (terrasses de Montrond et de Saint-André), la rupture de pente semble assez nette. Ainsi, la pente de la terrasse amont est plus faible et a été estimée à environ 0,09 ± 0,05 %. Nonobstant cette rupture de pente, la continuité hydraulique pour l'enchainement des trois terrasses est supposée assurée.

Par ailleurs, au-dessus de ces terrasses alluviales, une couche plus ou moins argileuse est souvent décrite dans les logs des forages. Il est difficile de déterminer de source sûre si cette couche est imperméable ou non et si elle est continue ou non.

Pour la coupe de Cleppé (Figure 33), la quantité de données disponible est moins importante. Toutefois, une forte pente a été estimée à environ 0,3 ± 0,2 % et est en général orientée vers la Loire. Par ailleurs, le ruisseau du Béal est situé à l'amont du piézomètre de Cleppé et surplombe le niveau de la nappe. Plus en aval, l'incision du lit de la Loire est importante, elle érode actuellement le substratum et semble drainer largement les eaux.

Pour la coupe de Saint-Galmier (Figure 34), la quantité de données est importante mais l'incertitude est assez forte. La pente du substratum, à l'instar de celle de Chalain, semble en moyenne faible (< 0,1 %) voire nulle. La couche de colluvions argileuses en pied de pente (proche des reliefs des Monts du Lyonnais) semble conforme à la dynamique de dépôt des formations sédimentaires.

A quelques subtilités près, nous considérerons que la géométrie des formations aquifères à proximité des piézomètres de Chalain et Saint-Galmier mais aussi au niveau de la terrasse de Saint-André sur la coupe de Montrond (Figure 32) est relativement similaire. Une pente forte semble être observée à proximité des piézomètres de Montrond et Cleppé.

Les incertitudes sont notamment liées à l'imprécision spatiale des données mais aussi à la répartition de l'échantillonnage. Les plus importantes étant l'estimation de la valeur de pente du substratum pour chaque coupe et l'agencement des trois terrasses en rive droite de la Loire pour la coupe de Montrond (Figure 32).

Conformément à la méthode de résolution numérique des écoulements, la géométrie interprétée des interfaces hydrogéologiques est reportée sur un maillage. Le choix de la taille de la maille dépend notamment de la précision spatiale souhaitée. Pour des géométries simples et dans le cadre d'écoulements régionaux, une résolution spatiale précise n'est pas nécessaire. Une taille de maille de 100 mètres, raffinée localement à 20 mètres (au niveau des ruptures de pente du substratum et de la topographie), dans la direction de l'écoulement a été choisie dans le cadre de ce travail pour les modèles 2D coupe de Chalain, Saint-Galmier et Montrond.

Une nuance est à apporter pour le piézomètre de Cleppé dont les relations supposées avec la rivière nécessitent une résolution spatiale plus précise, les phénomènes caractérisés étant confinés dans un espace plus retreint, la taille de la maille a été réduite à 5 mètres et raffinées localement à 1 mètre (proche de la rivière).

III.3.2.1.3. Critères statistiques, solveur et critères de convergence pour l'évaluation de la qualité des modèles

- Critères statistiques :

L'évaluation de la qualité du modèle consiste à comparer les valeurs simulées aux valeurs observées. En l'occurrence les valeurs observées concernent les épaisseurs mouillées au niveau de chaque piézomètre.

Dans le cadre de ce travail, des critères statistiques globaux couramment utilisés en hydrogéologie ont été choisis. Le terme de critères « globaux » signifie qu'ils jugent de la qualité du modèle sur l'ensemble de la chronique simulée. Les grandes différences ponctuelles entre les valeurs simulées et observées seront discutées afin d'en déterminer les causes possibles (par exemple, une ou plusieurs hypothèses fausses, des phénomènes physiques non pris en compte, des effets indésirables de l'échantillonnage, etc.).

Ainsi, cette comparaison entre valeurs simulées et observées peut être de nature qualitative, se basant sur la description visuelle nécessairement subjective des résultats ou encore de nature quantitative, se basant sur des critères statistiques nécessairement objectifs [FLIPO, 2005].

Pour chacun des résultats de modèle, les critères statistiques globaux tels que le biais, le critère de Nash [NASH et STUCLIFFE, 1970] et le coefficient de corrélation seront calculés. Tous ces critères ont été harmonisés pour être exprimés de manière homogène, c'est-à-dire en pourcentage.

- Biais :

$$BIAIS = \left[\frac{\sum_{t=1}^{t=n}(X_{sim(t)} - X_{obs(t)})}{\bar{X}_{obs}}\right] * 100$$

Le biais est l'expression sous forme de pourcentage du résidu moyen entre les hauteurs mesurées et calculées. Les valeurs supérieures à 0 indiquent une surestimation des valeurs simulées tandis que les valeurs inférieures à 0 indiquent une sous-estimation. La valeur 0 indique qu'il n'existe aucun biais sur l'ensemble de la chronique simulée.

- Critère de Nash :

$$NASH = \left[1 - \frac{\sum_{t=1}^{t=n}\left(X_{sim(t)} - X_{obs(t)}\right)^2}{\sum_{t=1}^{t=n}\left(X_{obs(t)} - \bar{X}_{obs}\right)^2}\right] * 100$$

Le critère de Nash, exprimé en pourcentage, est surtout utilisé en hydrologie pour comparer les débits [NASH et STUCLIFFE, 1970]. Il peut aussi être utilisé en hydrogéologie pour comparer des hauteurs piézométriques. Ce critère compare la somme du carré des résidus à la somme du carré de l'écart entre l'observé et sa moyenne sur la chronique. Concrètement, si il est égal à 100, l'ajustement est parfait, par contre si il est inférieur à 0, les hauteurs simulées sont une plus mauvaise estimation que la moyenne des hauteurs observées. On parle de bonne estimation à partir d'environ 60 %.

- Coefficient de corrélation (r) :

$$r = \left[\frac{1}{n} * \frac{\sum_{t=1}^{t=n}\left(X_{obs(t)} - \bar{X}_{obs}\right) * \left(X_{sim(t)} - \bar{X}_{sim}\right)}{\sigma_{obs} * \sigma_{sim}}\right] * 100$$

Le critère de coefficient de corrélation, exprimé en pourcentage, permet d'estimer la cofluctuation des séries simulées et observées [FLIPO, 2005]. En théorie, ce critère peut varier entre – 100 % qui correspond à une anticorrélation parfaite et + 100 % qui correspond à une corrélation parfaite. Dans le cadre de ces simulations, on cherchera à faire tendre ce critère vers 100 %.

n : nombre de valeurs comparées ;

t : pas de temps de simulation ;

$X_{obs(t)}$: hauteur piézométrique observée au pas de temps t ;

$X_{sim(t)}$: hauteur piézométrique simulée au pas de temps t ;

$\bar{X}_{obs}$: moyenne des hauteurs piézométriques observées ;

$\bar{X}_{sim}$: moyenne des hauteurs piézométriques simulées ;

σ_{obs} : écart type des hauteurs piézométriques observées ;

σ_{sim} : écart type des hauteurs piézométriques simulées.

- Solveur et critères de convergence :

L'équation régissant les écoulements souterrains est résolue de manière itérative, les solutions numériques calculées s'affinent au fur et à mesure des itérations (phénomène de convergence). Des critères de convergences sont utilisés pour arrêter le processus itératif dès lors que la précision de la solution est jugée acceptable [KONIKOW, 1996]. Ces critères veillent à respecter la conservation de la masse et une différence de hauteur entre deux calculs suffisamment faible (précision choisie de 1 cm).

Dans le cadre de ce travail, le solveur WHS du logiciel Modflow® est utilisé pour estimer la solution numérique. Ce solveur utilise la méthode des gradients conjugués stabilisés (Bi-CGSTAB) qui permet un gain de temps important pour les calculs.

III.3.2.1.4. Propriétés physiques des aquifères superficiels

Comme il a été vu précédemment, tout au long des coupes, les propriétés physiques doivent être les mêmes (sauf verticalement) tout au long de la coupe dans la direction des écoulements. La calibration des propriétés physiques s'effectuera dans des gammes prédéfinies.

Les perméabilités implémentées à priori pour les alluvions quaternaires sont issues des valeurs estimées d'essai de pompage et sont en accord avec les perméabilités souvent rencontrées dans les formations alluviales sablo-graveleuses. La gamme choisie en accord avec les connaissances du terrain d'étude est comprise entre $10^{-4} < K < 5.10^{-3}$ m/s.

Les valeurs de coefficient d'emmagasinement sont quant à elles moins présentes dans la plaine (nécessité d'un piézomètre de contrôle lors de l'essai de pompage). Pour les formations alluviales, le coefficient d'emmagasinement « libre » ou porosité efficace est estimé en moyenne à environ 10 % [CASTANY, 1998], la gamme choisie dans le cadre de ce travail se situe entre 5 et 25 %.

Les sédiments tertiaires sous-jacents aux alluvions, sont considérés comme un substratum imperméable.

III.3.2.2. Conditions aux limites

Dans le cadre de ce travail, une distinction est faite entre les conditions limites représentant les entrées de flux et celles représentant les sorties de flux.

III.3.2.2.1. Entrées : Recharge par les précipitations, estimation d'une infiltration efficace

Conformément aux hypothèses de fonctionnement hydrodynamique, l'aspect transitoire des écoulements semble tirer son origine dans la répartition temporelle des flux de recharge d'origine superficielle des aquifères alluviaux. Ainsi, estimer les entrées des modèles revient à trouver une relation qui permet de lier les précipitations à la recharge (in fine au signal piézométrique).

Cette relation est obtenue par le calcul d'un bilan hydrique au pas de temps journalier.

Ce bilan hydrique, illustré en Figure 35, prend notamment en compte une évapotranspiration potentielle (ETP), estimée par la formule empirique de Thornthwaite [1948] et introduit le concept de réserve utile (RU) et de réserve facilement utilisable (RFU). Au niveau de la plaine alluviale, le ruissellement (R) est considéré comme suffisamment faible pour être négligeable.

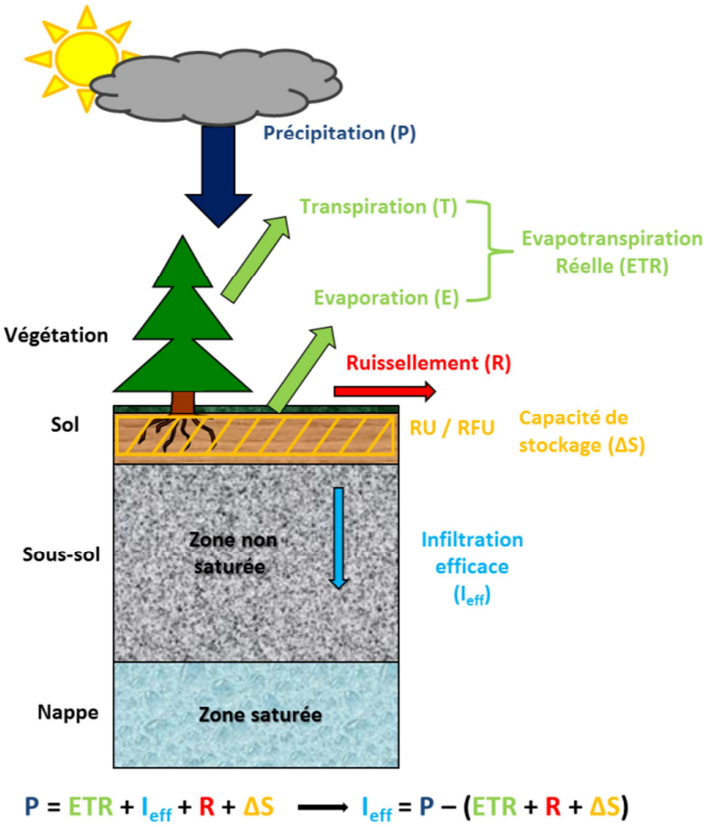


Figure 35 - Schéma conceptuel du bilan hydrique comprenant toutes les variables permettant d'estimer l'infiltration efficace (recharge d'origine superficielle des aquifères) par pas de temps prédéfinit.

- Concept d'Evapotranspiration Potentielle (ETP) et Réelle (ETR) :

L'ETP représente la part d'eau prélevée aux sols pour être consommée par les plantes en l'absence de stress hydrique. Ainsi, l'ETP dépend de l'état du couvert végétal (croissance ou dormance) et des conditions météorologiques (température, humidité de l'air, vent, etc.).

Pour prendre en compte cette complexité sans exprimer un effet local, des approches empiriques régionales ont été employées. Ces approches visent à déterminer des chroniques décadaires de flux d'évapotranspiration potentielle (ETP) sur plusieurs années (moins de 17 ans) à l'aide de la formule de Thornthwaite [1948]. La formule empirique de Thornthwaite [1948], décrite ci-dessous, est adaptée aux échelles régionales et nécessite peu de données d'entrée (seulement la température moyenne (θ) et la latitude (λ) de la zone).

$$ETP_{décadaire} = \left(\frac{10 * \theta}{I}\right)^{a} * F(\lambda)$$

Avec :

$ETP_{décadaire}$: ÉvapoTranspiration Potentielle décadaire (mm) ;

θ : Température moyenne décadaire (°C) ;

I : Indice thermique annuel, c'est-à-dire, la somme des douze indices thermiques mensuels i ;

$F(\lambda)$: Coefficient de correction en fonction de la latitude et du mois.

$$i = \left(\frac{\theta}{5}\right)^{1,514}$$

$$a = 6,75.10^{-7} * I^3 - 7,71.10^{-5} * I^2 + 1,79.10^{-2} * I + 0,49239$$

Suite à cette première étape d'acquisition de chroniques d'ETP, la seconde étape consiste à estimer l'ÉvapoTranspiration Réelle (ETR). L'ETR donne la consommation en eau réelle du sol végétalisé en tenant compte du stress hydrique. Ainsi, contrairement à l'ETP, l'ETR est dépendante de la quantité d'eau (stock) disponible dans le sol, d'où l'introduction du concept de « réservoir » du sol détaillé ci-après.

- Concept de Réserve Utile (RU) et de Réserve Facilement Utilisable (RFU) :

La Réserve Utile (RU) traduit la capacité maximale de stockage d'eau dans le sol en tenant compte de manière empirique, de la texture, de la profondeur du sol et de la présence de racines. Ce stockage d'eau est maintenu par des forces capillaires (succion). Une partie de l'eau stockée dans la RU est utilisable facilement par les plantes, cette réserve est appelée Réserve Facilement Utilisable (RFU).

Comme il a été vu précédemment, l'analyse des fluctuations piézométriques permet, dans certains cas (piézomètres de Montrond et Cleppé), d'estimer grossièrement la RU. Il est par ailleurs possible de relier une profondeur et une texture de sol à une équivalence en termes de RU et RFU grâce à des tables et formules empiriques issues de Jamagne et Al. [1977] et Malterre et Alabert [1963].

La profondeur et la texture des sols est tirée de la base de données spatialisée (interfacée sous SIG) du SIRA (Sol Info Rhône Alpes) et de l'interprétation des logs forages. La RU est estimée entre 30 et 60 mm pour Montrond, entre 25 et 50 mm pour Cleppé et entre 200 et 300 mm pour Saint-Galmier et Chalain.

- Calcul des chroniques journalières et décadaires d'infiltration efficace (recharge d'origine superficielle)

L'infiltration efficace est rendue possible dès lors que les précipitations sont suffisantes pour : d'une part, remplir entièrement la RU (Réserve Utile) et d'autre part, pour réponde à la demande en évapotranspiration réelle (ETR). Ces chroniques d'infiltration efficace ont été calculées au pas de temps journalier et décadaire sur une période de 16 années et demie (du 01/01/1995 au 18/05/2011) à partir de données Météo France de la station d'Andrézieux-Bouthéon (située à 8 km de Saint-Galmier, 13 km de Montrond-les-Bains et Chalain et 28 km de Cleppé). Le calcul de ces chroniques s'inspire de la méthode de Météo France de Brochet et Gerbier [1974] détaillée en Figure 36 ci-après. Les encadrés de couleur orange représentant les grandeurs calculées (en mm), les encadrés de couleur noire symbolisant les structures conditionnelles, les encadrés de couleur bleue détaillant les calculs, les encadrés de couleur rouge exposant les équations générales du bilan et l'encadré de couleur violette présentant l'initialisation du calcul.

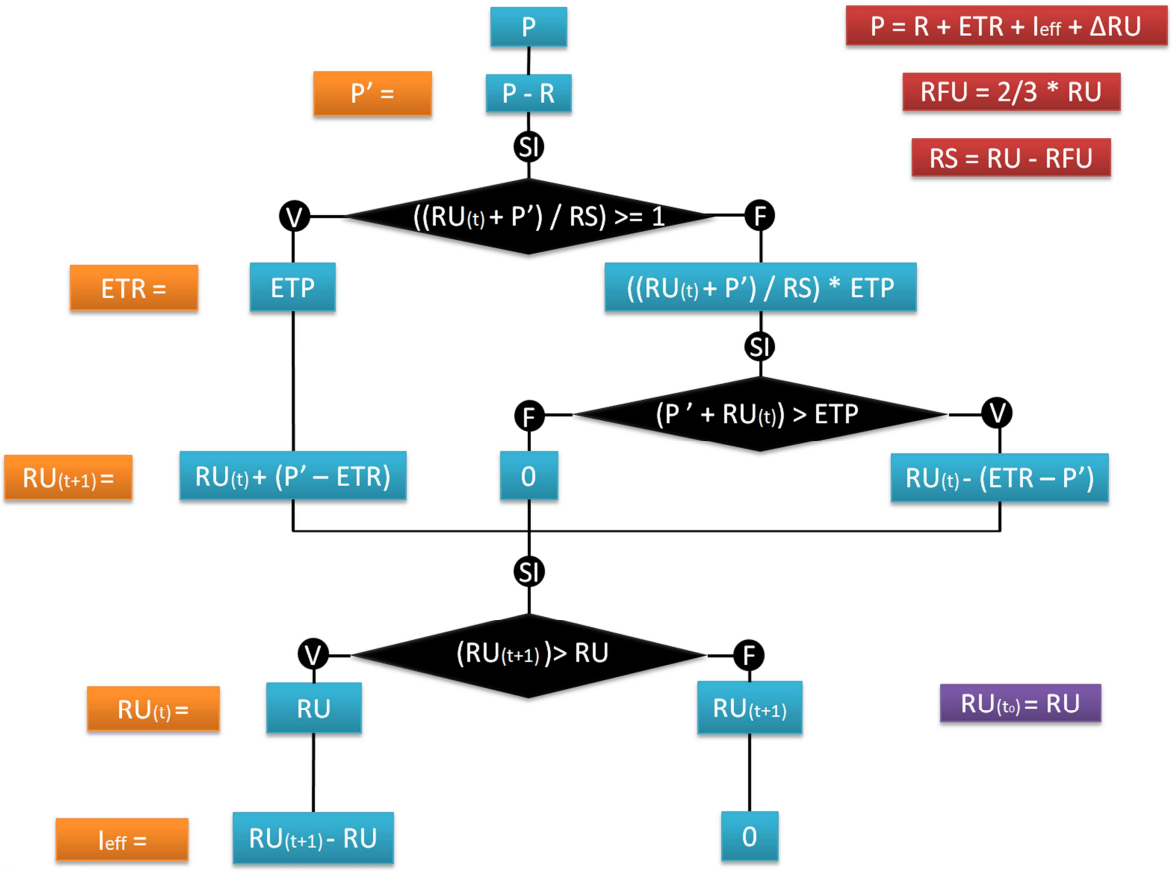


Figure 36 - Principe du calcul du bilan hydrique (inspiré par Brochet et Gerbier [1974]).

La pertinence de la répartition temporelle de l'infiltration efficace a été évaluée et des ajustements ont pu être faits pour les quatre piézomètres. Cette évaluation a été réalisée à partir de la comparaison sur un graphique des variations piézométriques vis-à-vis des chroniques d'infiltration efficace (Annexe 19).

Pour les piézomètres de Montrond et Cleppé, la RU est ajustée pour que les pics piézométriques enregistrés correspondent (à un temps de retard près) à un pic d'infiltration efficace.

Pour les piézomètres de Chalain et Saint-Galmier, la RU est ajustée pour que les trois années de drainage entre 2005 et 2008 n'enregistrent pas de recharge d'origine superficielle.

Le Tableau 3 ci-dessous présente le paramétrage de la RU et son influence sur le flux d'infiltration efficace moyenne annuelle (moyenné sur 17 ans).

Tableau 3 – Récapitulatif du paramétrage de la Réserve Utile (RU) conditionnant la recharge d'origine superficielle (I_{eff}) moyenne annuelle (moyenne sur 17 ans) et le ratio infiltration efficace (I_{eff}) sur pluie moyenne annuelle (P).

	Cleppé	Montrond	Chalain	Saint-Galmier
RU ajustée (mm)	30	40	200	300
I_{eff} moyenne annuelle (mm)	335	300	175	135
Ratio I_{eff}/P	0,45	0,42	0,24	0,19

Les graphiques (Figure 37 et Figure 38) illustrent, pour deux valeurs de RU distinctes, la répartition mensuelle (moyennée entre 1995 et 2011) des précipitations (P), de l'évapotranspiration potentielle (ETP) et réelle (ETR) ainsi que l'infiltration efficace (I_{eff}). Les deux valeurs de RU ont été choisies pour leur fort contraste et correspondent à une RU faible (40 mm) de type Montrond et une RU forte (200 mm) de type Chalain. Les graphiques de type Cleppé et Saint-Galmier sont présentés en Annexe 20.

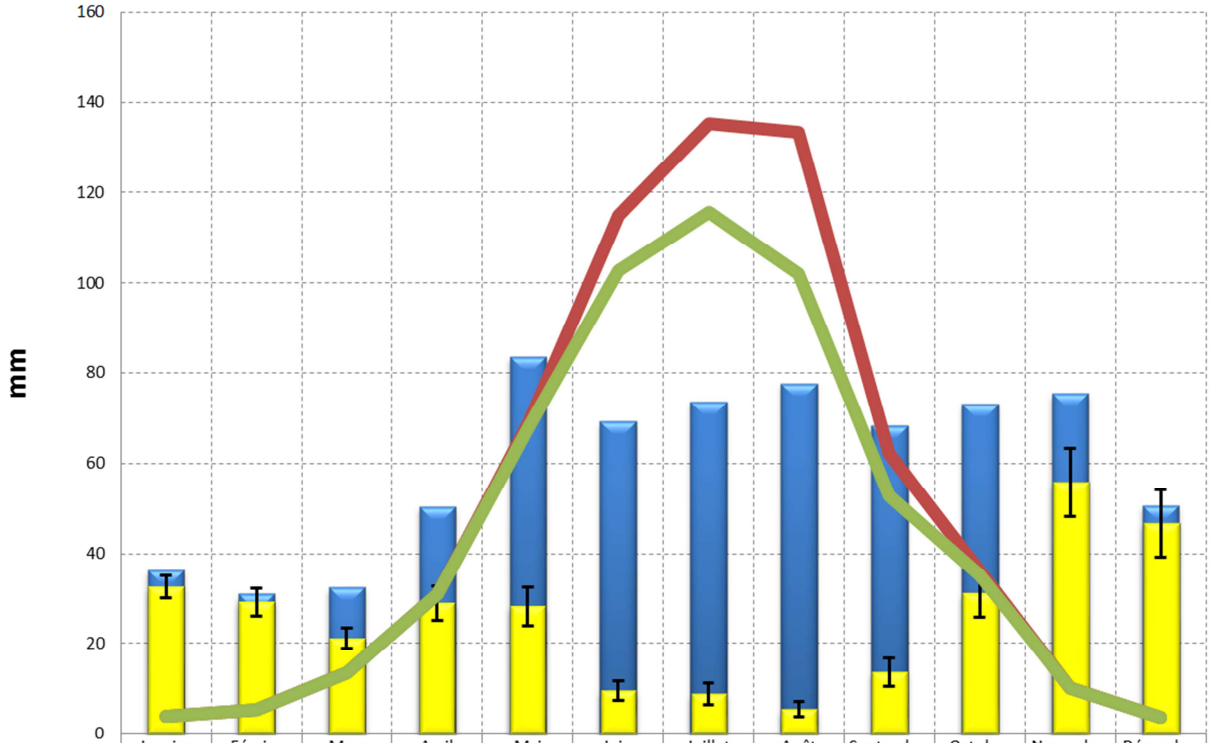
Le point commun entre ces deux graphiques concerne la manière dont est répartie l'infiltration efficace, qui semble être plus faible en été, bien que l'intensité de la pluie soit maximale.

En effet, en été, la demande en Evapotranspiration Potentielle (ETP) est supérieure à l'apport par les pluies (effet d'écrêtage). Les plantes puisent dans la réserve du sol jusqu'à son tarissement. Un retard est enregistré entre les premières pluies automnales et l'infiltration efficace (effet de retard). Ce temps de retard correspond au temps nécessaire pour remplir la réserve utile.

Les différences entre ces graphiques concernent tout d'abord l'intensité de l'infiltration efficace qui semble moins importante dès lors que la RU est plus forte et ce quel que soit les mois de l'année. Ceci est lié au fait que lorsque la réserve en eau du sol est tarie (ou presque), la quantité d'eau nécessaire pour la remplir à nouveau dépendra de sa capacité de stockage. Ainsi, l'écrêtage paraitra plus important pour une RU forte.

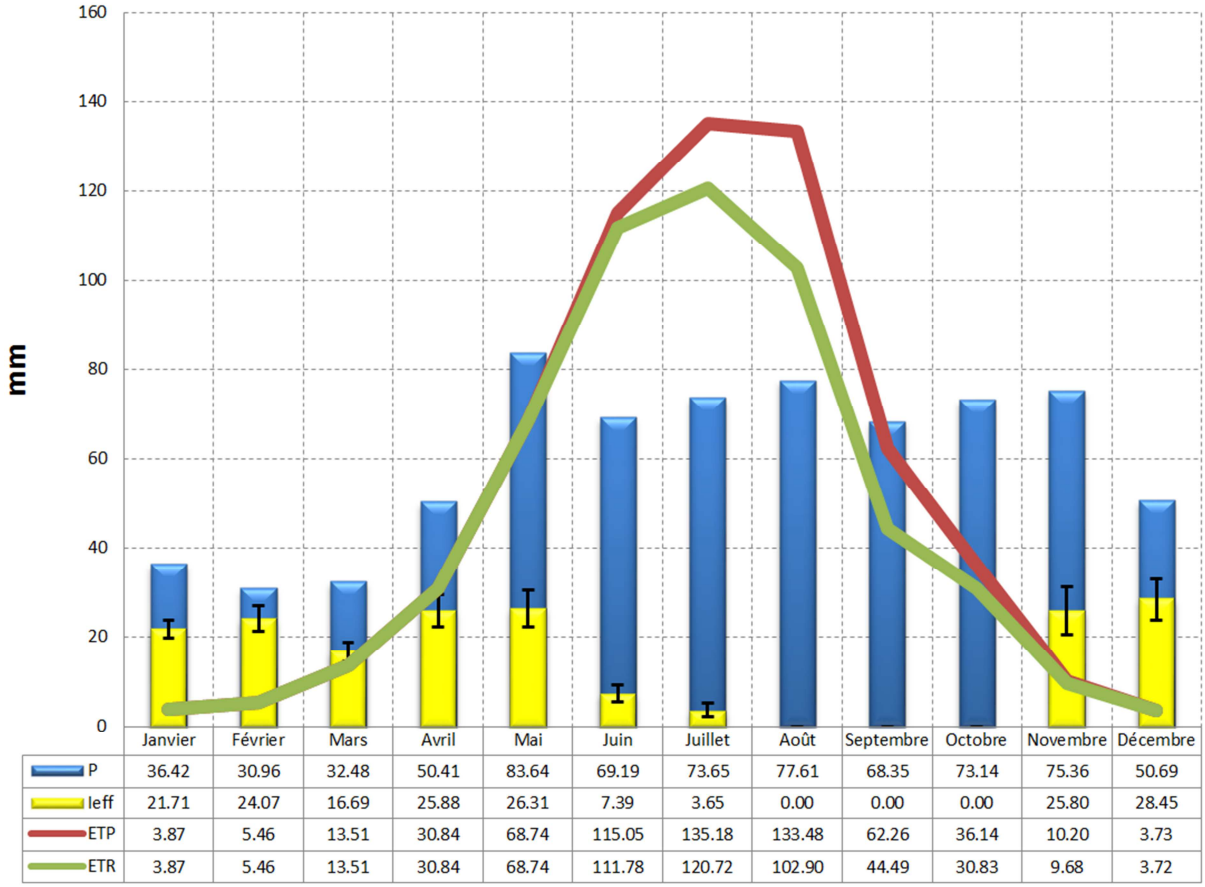
Par ailleurs, une forte RU nécessitant une quantité d'eau plus importante, une autre conséquence réside dans le fait qu'il faudra donc plus de temps pour la remplir, augmentant de ce fait le temps de retard. C'est en effet ce qui est observé, avec pour le cas de la RU faible, une sensible augmentation de l'infiltration efficace dès le mois de septembre tandis que pour le cas de la RU forte, l'augmentation n'aura lieu qu'à partir de novembre.

Une autre conséquence liée à l'effet combiné de l'écrêtage et du retard concerne l'occasionnelle infiltration d'eau pour les mois d'été de la Figure 37. Ceci est lié au fait que pour une pluie forte, ou une succession d'épisodes pluvieux rapprochés, la capacité de stockage de ce sol étant assez faible, il soit parfois possible d'infiltrer une petite quantité d'eau en été. Ce phénomène est observé au niveau des fluctuations piézométriques (Cleppé et Montrond) avec certains pics de plus faible ampleur ayant lieu en été.



	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
P	36.42	30.96	32.48	50.41	83.64	69.19	73.65	77.61	68.35	73.14	75.36	50.69
Ieff	32.61	29.14	21.12	28.99	28.23	9.60	8.80	5.45	13.63	30.97	55.77	46.65
ETP	3.87	5.46	13.51	30.84	68.74	115.05	135.18	133.48	62.26	36.14	10.20	3.73
ETR	3.87	5.46	13.51	30.84	67.73	102.69	115.64	102.08	52.90	35.21	10.20	3.73

Figure 37 - Bilan hydrique mensuel moyen (moyenne sur 1995-2011) pour un sol dont la RU est de 40 mm de type Montrond. Les courbes de couleur rouge et verte correspondent respectivement à l'évapotranspiration potentielle (ETP) moyenne mensuelle et l'évapotranspiration réelle (ETR) moyenne mensuelle. Les histogrammes de couleur bleue et jaune correspondent respectivement à la pluie (P) moyenne mensuelle et l'infiltration efficace (Ieff) moyenne mensuelle. Les barres d'erreur correspondent à l'écart type des valeurs d'infiltration efficace pour les 7 années de considérées.



	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
P	36.42	30.96	32.48	50.41	83.64	69.19	73.65	77.61	68.35	73.14	75.36	50.69
Ieff	21.71	24.07	16.69	25.88	26.31	7.39	3.65	0.00	0.00	0.00	25.80	28.45
ETP	3.87	5.46	13.51	30.84	68.74	115.05	135.18	133.48	62.26	36.14	10.20	3.73
ETR	3.87	5.46	13.51	30.84	68.74	111.78	120.72	102.90	44.49	30.83	9.68	3.72

Figure 38 - Bilan hydrique mensuel moyen (moyenne sur 1995-2011) pour un sol dont la RU est de 200 mm de type Chalain. Les courbes de couleur rouge et verte correspondent respectivement à l'évapotranspiration potentielle (ETP) moyenne mensuelle et l'évapotranspiration réelle (ETR) moyenne mensuelle. Les histogrammes de couleur bleue et jaune correspondent respectivement à la pluie (P) moyenne mensuelle et l'infiltration efficace (Ieff) moyenne mensuelle. Les barres d'erreur correspondent à l'écart type des valeurs d'infiltration efficace pour les 7 années de considérées.

III.3.2.2.2. Sorties : Surfaces de suintement et rôle drainant de la Loire et ses affluents

Pour les aquifères liés aux quatre piézomètres de suivi, les flux sortant peuvent être de deux types, soit des surfaces de suintement, soit un drainage par la Loire et ses affluents.

Les surfaces de suintement correspondent à un recoupement de la surface topographique avec le toit de la zone saturée de l'aquifère. Au niveau de ce recoupement, un suintement est observé dont le débit de fuite dépend de la perméabilité et du gradient hydraulique de l'aquifère, ce dernier pouvant être limité par une couche de colmatage. Le niveau de cette surface de suintement peut fluctuer dans le temps, il dépend de la situation piézométrique de l'aquifère (par exemple une situation de basses eaux).

De telles surfaces se retrouvent soit au niveau de décrochement de terrasses alluviales (Photo 1 en partie I) ou soit en bordure de la Loire, dès lors que l'incision du lit est suffisante pour rompre la continuité hydraulique (pas de relation de charge hydraulique).

Dans certaines situations, les cours d'eau (la Loire et ses affluents) sont liés aux aquifères par la charge hydraulique, c'est-à-dire que le niveau du cours d'eau constitue un potentiel imposé. A l'instar des surfaces de suintement, le débit de drainage peut être limité par une couche de colmatage. Il est important de noter qu'une large majorité des principaux affluents de la Loire sont encaissés par rapport au niveau piézométrique et ont donc un rôle de collecte des écoulements et n'alimentent pas les aquifères adjacents (sauf ponctuellement lors d'épisodes de fortes crues).

Ainsi, en bordure de la Loire, les deux types de relations évoquées peuvent exister (surface de suintement et potentiel imposé à limitation de flux).

Ces flux sortant sont traduis sous forme numérique par des conditions limites. Les conditions limites sont définies comme des règles d'échange de flux (d'eau en l'occurrence) entre le domaine modélisé et le milieu extérieur [LEDOUX, 2003]. Elles peuvent être de différents types :

- Conditions de Dirichlet (1ier type), dites de charges (potentiels) ou de niveaux piézométriques imposés :

  Il s'agit d'une valeur constante du potentiel qui est imposée sur une portion de la limite du domaine considéré. Dans le cadre de ce travail, ce type de condition limite n'est pas utilisé car des flux de recharge ont été calculés.

- Conditions de Neumann (2nd type), dites de débits ou flux imposés :

  Il s'agit des échanges avec le milieu extérieur qui sont dans ce cas réglés par la connaissance a priori du flux d'eau traversant une portion donnée de limite. Dans le cadre de ce travail, ce type de condition permet de simuler la recharge des nappes par l'infiltration efficace sur l'ensemble du domaine modélisé ou au niveau des zones de recharge suspectées.

- Conditions de Cauchy (3ième type), dites mixtes :

  Il s'agit d'une charge imposée (pouvant être fluctuante) avec limitation du débit. Cette condition permet de simuler les échanges entre nappe et cours d'eau en considérant une continuité hydraulique. La surface d'échange entre le fond du cours d'eau et la zone saturée de la nappe peut être colmatée (Figure 40).

  Ce type de condition peut tout aussi bien représenter les surfaces de suintement dont l'altitude de la source représente la valeur de potentielle, le débit de drainage pouvant être limité par une couche de colmatage.

Le paramétrage de ces conditions limites est illustré pour chacun des modèles en Figure 39 ci-dessous. Pour rappel, les sédiments tertiaires, illustrés par un figuré jaune, étant par nature très hétérogènes, ils peuvent permettre localement l'infiltration et la redistribution d'eau vers les aquifères alluviaux.

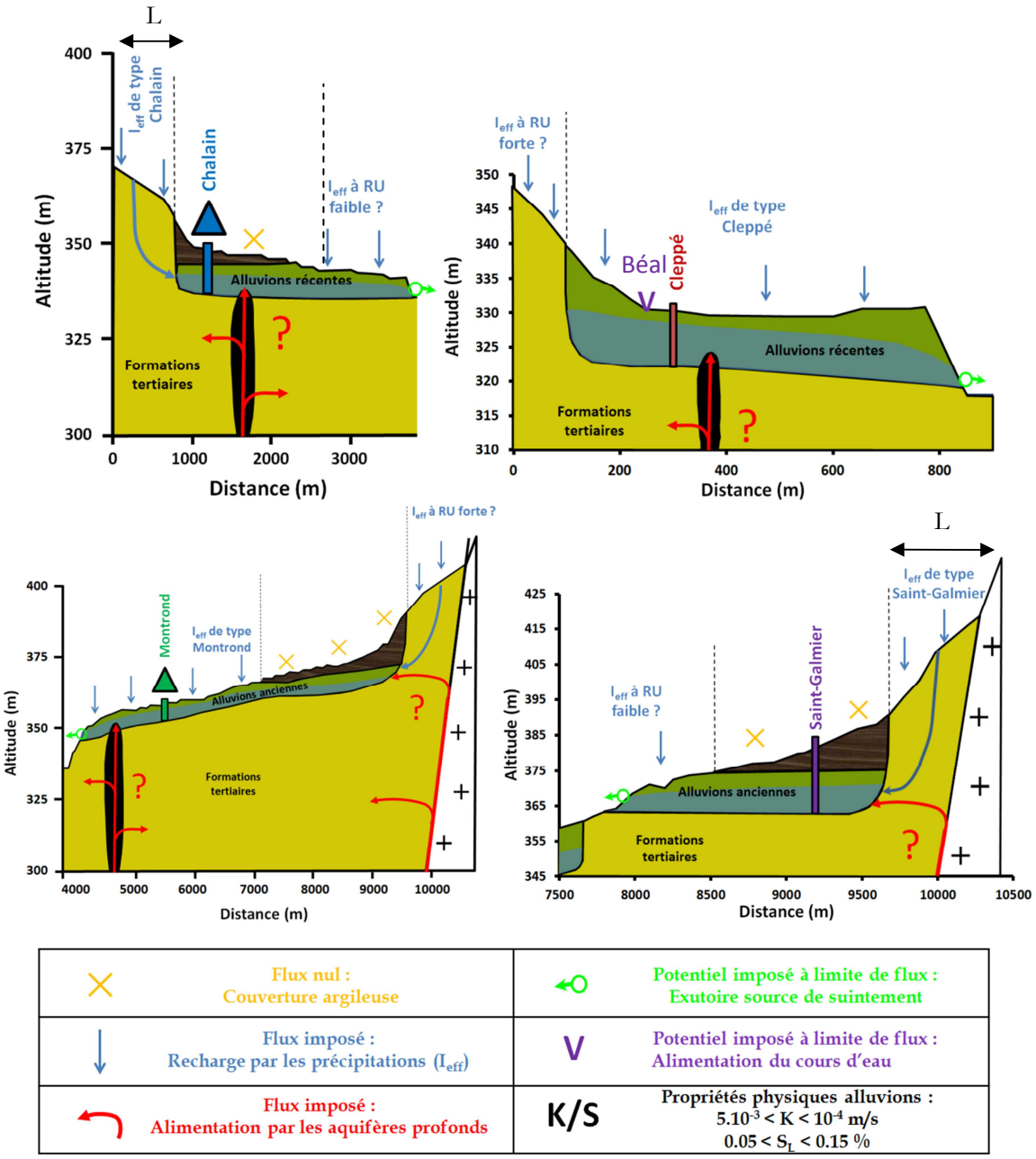


Figure 39 – Représentation schématique des conditions aux limites appliquées aux modèles déterministes d'écoulements souterrains "2D coupe" dans les alluvions superficielles en régime transitoire.

- Pour les modèles de Chalain et Saint-Galmier :

Les flux sortants sont modélisés par une condition limite mixte, soit une source de suintement se déversant dans la Loire pour Chalain et une source se déversant dans la prochaine terrasse alluviale pour Saint-Galmier. Une partie du flux se déversant des sources, regagne naturellement l'atmosphère par évaporation.

L'altitude de la source de suintement a été déterminée au DGPS (dont la précision est inférieure à 10 cm) pour Chalain et Saint-Galmier. Le débit de la source de Chalain a été estimé grossièrement en été 2010 à environ 0,63 L/min ou 38 L/h, toutefois la longueur de capture est difficile à estimer. En revanche, les débits de la source de Saint-Galmier n'ont pas pu être estimés (trop de végétation).

Les flux entrants sont modélisés par une condition limite à flux imposé, ce flux est déterminé par l'infiltration efficace estimée précédemment (RU = 200 mm pour Chalain et 300 mm pour Saint-Galmier). La quantité de flux d'alimentation dépend de la longueur (L) représentée sur la Figure 39.

- Pour le modèle de Cleppé :

Les flux sortants ont été modélisés de la même manière que pour le modèle de Chalain, le débit de la source n'a toutefois pas pu être estimé (trop de végétation).

Le ruisseau du Béal en amont hydraulique du piézomètre est modélisé comme un potentiel imposé à limite de flux jouant un rôle supposé dans l'alimentation de la nappe de Cleppé. Les détails de ce paramétrage sont exposés ci-après.

Les flux entrants sont modélisés par une condition limite à flux imposé, ce flux est déterminé par l'infiltration efficace estimée précédemment (RU = 30 mm).

- Pour le modèle de Montrond :

Les flux sortants ont été modélisés de la même manière que pour le modèle de Chalain et Cleppé, le débit de la source n'a pas pu être estimé de manière représentative car plusieurs drains captant seulement une partie des flux perturbent la mesure du débit. Les flux entrants sont modélisés par une condition limite à flux imposé, ce flux est déterminé par l'infiltration efficace estimée précédemment (RU = 40 mm).

Des interrogations subsistent sur la manière d'intégrer les apports profonds, des pistes de réflexion sont abordées par la suite.

III.3.2.2.3. Cas de Cleppé : Influence du ruisseau du Béal

Une première hypothèse avait été émise à propos d'une possible influence du ruisseau du Béal sur les niveaux piézométriques expliquant tout ou partie des fluctuations du piézomètre de Cleppé. Les observations de la chronique piézométrique sur les dernières années avaient même montré une rupture de régime dont la seconde hypothèse qui avait été avancée était le décrochement possible de la nappe en période de basses eaux.

Afin d'évaluer si le ruisseau du Béal joue un rôle dans l'alimentation de l'aquifère de Cleppé, une expérience numérique a été mise en œuvre permettant de tester de manière théorique si :

- D'une part, pour des variations de hauteur du ruisseau, est-il possible de reproduire les fluctuations inexpliquées par la recharge issue des précipitations ?
- D'autre part, pour une même variation de hauteur du ruisseau, un éventuel décrochement de la nappe peut-il marquer une rupture de régime se traduisant par des amplitudes d'onde de crue distinctes?

Comme il a été vu précédemment, la manière de traduire ce fonctionnement théorique de manière numérique (supposant un décrochement entre le ruisseau et la nappe) consiste à modéliser le ruisseau comme une limite de potentiel imposé (variations de hauteur d'eau dans le Béal) dont le débit est limité par un coefficient de colmatage (condition limite de Cauchy). Ce coefficient étant directement dépendant de l'épaisseur, la perméabilité et la surface de la couche colmatante selon :

$$C = \frac{K_c * A_c}{e_c}$$

Avec :

C : coefficient de colmatage [L^2/T] ;

K_c : perméabilité de la couche de colmatage [L/T] ;

A_c : surface de la rivière en contact avec l'aquifère [L^2] ;

e_c : épaisseur de la couche de colmatage [L].

Le débit d'échange entre la rivière et la nappe dépend de la différence de charge $(H_r - H_i)$ et du coefficient de colmatage :

$$Q_{riv} = C(H_r - H_i)$$

Q_{riv} : débit d'échange entre la rivière et la nappe, pour le ruisseau du Béal, ce débit correspondra toujours à une alimentation de la nappe par la rivière [L^3/T] ;

H_r : charge imposée dans la rivière [L] ;

H_i : charge dans la nappe [L].

La charge hydraulique imposée par la lame d'eau du ruisseau du Béal peut entrainer une alimentation de l'aquifère de Cleppé. Les variations de hauteur dans ce ruisseau peuvent engendrer des fluctuations piézométriques.

Par ailleurs, cette condition limite illustrée en Figure 40, pour un colmatage suffisamment important et une différence de charge suffisante entre le ruisseau et la nappe, peut permettre un décrochement hydraulique. Dans ce cas, le débit d'échange n'est plus fonction de la différence de charge entre le ruisseau et la nappe mais devient une valeur qui dépend de la hauteur d'eau dans le cours d'eau. En pratique, le coefficient de colmatage est ajusté de manière à ce que la différence de charge entre la nappe et la rivière corresponde aux observations [DE MARSILY, 1981].

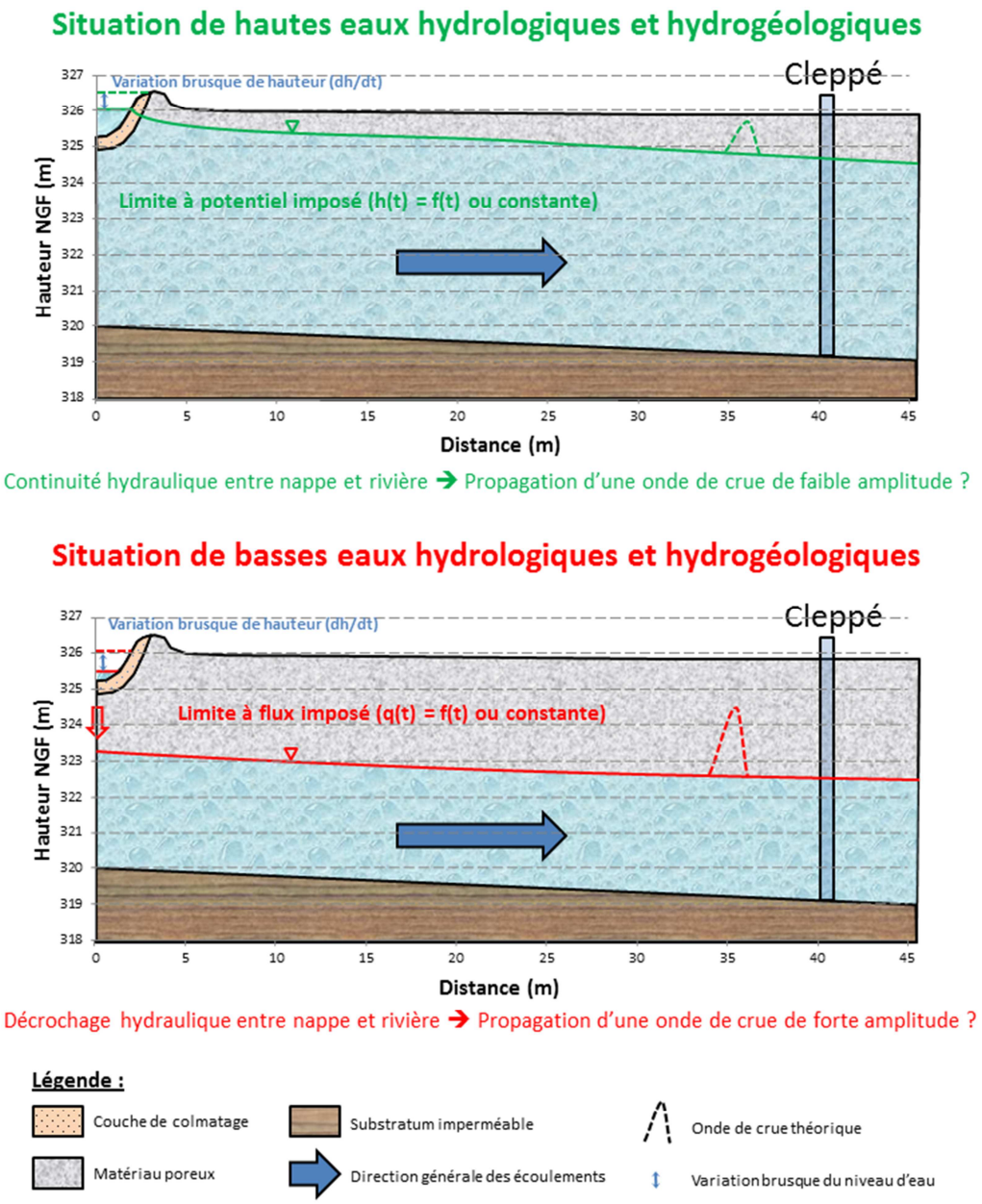


Figure 40 – Relation supposée entre le ruisseau du Béal et la nappe au niveau de Cleppé. Influence des conditions initiales, basses eaux ou hautes eaux, sur les amplitudes de propagation d'onde de crue. Le ruisseau est modélisé comme une condition limite mixte, soit une hauteur imposée dont le flux est limité par une couche colmatée.

Le problème dans la situation du piézomètre de Cleppé, réside dans le fait qu'aucune chronique de hauteur d'eau (ni de débit) n'existe pour le ruisseau du Béal. Cependant, le Béal étant un ruisseau de dérivation du Lignon, il est probable que qu'il y ait une relation entre les débits du Lignon et ceux du Béal. Les débits du Lignon sont connus au niveau de Poncin (Annexe 14). En admettant que les débits du Béal soient proportionnels à ceux du Lignon, il est possible transformer ces débits en hauteurs par une relation linéaire.

La section du ruisseau est grossièrement rectangulaire avec une largeur d'environ deux mètres pour une hauteur de berge d'environ un mètre (Figure 40). En basses eaux, la hauteur d'eau est inférieure à dix centimètres. Cette hauteur peut être influencée par des pompages agricoles et des aménagements hydrauliques à l'aval immédiat du piézomètre de Cleppé.

La relation proportionnelle et linéaire (car section rectangulaire) entre les débits du Lignon (extraits de la banque hydro) et les hauteurs du Béal est ajustée de manière à ce que les débits minimum et maximum correspondent respectivement à des hauteurs minimales et maximales. Puis, ces hauteurs sont calibrées à partir de l'amplitude et de l'inertie des ondes de crues se propageant en nappe enregistrées au niveau du piézomètre de Cleppé.

En remarque il est important de noter que les aménagements hydrauliques (seuil à hauteur variable) au niveau du Béal peuvent maintenir une hauteur d'eau minimale dans le Béal pour les bas débits. Ainsi, pour des bas débits les hauteurs apparaissent supérieures à ce qu'ils devraient être. La relation entre les hauteurs et les débits du Béal prend en compte cette particularité en seuillant les valeurs de hauteurs basses à une cote fixe. Cette cote fixe sera ajustée lors des simulations.

Sans plus d'information disponible, les caractéristiques de la couche de colmatage limitant le débit entrant dans l'aquifère, sont implémentées à priori de manière arbitraire. L'épaisseur (e_c) est prédéterminée à 20 centimètres et la perméabilité (K_c) à 10^{-5} m/s (perméabilité d'une texture limoneuse).

Bien qu'indirecte et entachée de nombreuses incertitudes, cette simulation numérique permettra de vérifier si il existe :

- Une relation de proportionnalité linéaire entre les débits du Lignon et les hauteurs du Béal ;
- Une relation entre ces hauteurs estimées et les fluctuations piézométriques au niveau de Cleppé.

III.3.2.2.4. Conditions initiales et analyse de sensibilité des paramètres

- Conditions initiales

La modélisation des écoulements en régime transitoire nécessite la définition de conditions initiales, c'est-à-dire d'estimer la répartition des hauteurs d'eau dans l'aquifère au départ de la simulation. La détermination de ces conditions initiales nécessite plusieurs étapes.

La première étape consiste à mettre en œuvre un régime permanent représentant les niveaux moyens annuels de la nappe. Ces moyennes eaux correspondent à la moyenne annuelle des flux entrants dans l'aquifère (soit l'infiltration efficace moyennée sur 16 années et demie).

Ce régime permanent de « moyennes eaux » permet de vérifier l'adéquation entre la pente du substratum et la perméabilité (toutes deux déduites à priori) vis-à-vis des flux entrants moyens annuels. Autrement dit, pour un flux entrant moyen annuel donné, si la perméabilité et la pente du substratum sont surévalués, le niveau piézométrique ne pourra pas se stabiliser (sorties > entrées). Ainsi, la perméabilité (K) et de la pente du substratum (α) sont ajustées de manière à respecter des conditions de maintien d'un niveau piézométrique réaliste sur l'ensemble du domaine modélisé. La nappe ainsi stabilisée (équilibre entre le flux entrant et le flux sortant) est comparée aux gradients issus des cartes piézométriques existantes.

La seconde étape consiste, à partir de la pente de substratum et de la perméabilité calées, à ajuster les flux de telle sorte que la hauteur calculée au niveau du piézomètre de suivi corresponde à la situation initiale de la chronique piézométrique.

La troisième étape consiste à utiliser la situation piézométrique ajustée à la seconde étape comme conditions initiales des premières simulations en régime transitoire. Ce régime transitoire fondé sur les chroniques d'infiltration efficace au pas de temps journalier (Cleppé et Montrond) ou décadaire (Chalain et Saint-Galmier) permet un premier calage du coefficient d'emmagasinement (S) à partir de l'analyse de l'amplitude des fluctuations piézométriques.

De nombreux ajustements des paramètres peuvent amener à répéter, de manière itérative, ces trois étapes plusieurs fois.

- Analyse de sensibilité des paramètres

Une fois, les propriétés physiques ajustées et la géométrie validée, il convient de réaliser une analyse de sensibilité des paramètres vis-à-vis des variables d'intérêt simulées. Ces variables d'intérêt sont la structure des fluctuations piézométriques (amplitude et inertie) mais aussi l'évolution des hauteurs d'eau (épaisseur mouillée).

Ainsi, dès lors que l'on modifie tel ou tel paramètre il est possible d'évaluer la manière dont est affecté le signal piézométrique.

Cette analyse concerne notamment les paramètres tels que la valeur de la perméabilité et du coefficient d'emmagasinement, la distance à la zone de recharge et l'inclinaison de la pente du substratum.

Les résultats de l'analyse de sensibilité permet de dégager quels sont les paramètres les plus influents vis-à-vis des grandeurs d'intérêt (hauteurs et fluctuations piézométriques).

III.3.2.2.5. Formalisation d'éventuels apports profonds

Si tant est qu'ils aient été prouvés, les apports profonds soulèvent de nombreuses questions complexes qui doivent être traitées :

Quelles sont les contraintes de l'échantillonnage géochimique sur la manière d'envisager les apports profonds ? Comment passe-t-on d'une quantification exprimant une proportion de mélange à une quantification exprimant un flux ? Les flux d'apports profonds sont-ils constants ou variables dans le temps et par quelle méthode peut-on les modéliser ?

- Quelles sont les contraintes de l'échantillonnage géochimique sur la manière d'envisager les apports profonds ?

Comme ils ont été abordés précédemment, les apports profonds peuvent être caractérisés par des approches géochimiques et dans une certaine mesure peuvent être quantifiés. Or, cette quantification ne peut avoir de valeur que ponctuellement tant spatialement que temporellement. C'est-à-dire que l'échantillonnage géochimique ne représente qu'une valeur à un temps donné et n'est représentatif que du cône d'appel du piézomètre (amont hydraulique) au moment du prélèvement. Ainsi, ce prélèvement ponctuel ne permet pas de préjuger d'éventuels apports profonds supplémentaires plus à l'aval hydraulique du piézomètre (en dehors du cône d'appel).

- Comment passe-t-on d'une quantification exprimant une proportion de mélange à une quantification exprimant un flux ?

La quantification par les approches géochimiques représente une proportion de mélange entre une recharge d'origine superficielle et une recharge d'origine profonde.

Le flux longitudinal (dans le sens général de l'écoulement) transitant dans la nappe au niveau du piézomètre qui est issu uniquement de la recharge d'origine superficielle (en amont hydraulique du piézomètre) peut être quantifié (modélisation). Une fois ce flux d'origine superficielle connu, il est possible de remonter au flux d'origine profonde à l'instant t du prélèvement.

- Les flux d'apports profonds sont-ils constants ou variables dans le temps et par quelle méthode peut-on les modéliser ?

On a vu qu'il est possible pour un instant donné (date du prélèvement) de déterminer la quantité de flux d'origine profonde, afin de déterminer si ce flux est constant ou variable, il convient de procéder en plusieurs étapes.

Dans un premier temps, la modélisation des écoulements souterrains permet d'ajuster les propriétés physiques (K et S) des aquifères sans considérer d'apports profonds (seulement par la recharge d'origine superficielle). De ce fait, il sera possible d'identifier si l'hypothèse d'une recharge uniquement superficielle permet d'expliquer les fluctuations piézométriques observées.

Si le flux n'est pas constant, la modélisation peut permettre d'estimer la répartition des flux d'eau à ajouter pour reproduire les fluctuations piézométriques non expliquées.

Si le flux est constant, ceci signifie que les flux d'origine profonde (caractérisés par les approches géochimiques) sont constants et ne génèrent donc pas de fluctuation supplémentaire.

Dans un second temps, une fois le flux d'apport constant quantifié, il est injecté (condition de flux imposé) en tant que débit supplémentaire en amont hydraulique du piézomètre.

Cette étape suggère un recalage des propriétés physiques (probable augmentation de la perméabilité). En effet, ces propriétés ayant été calibrées pour un débit de transit donné, l'augmentation de ce débit affectera l'épaisseur mouillée. Pour parer à ce problème, un réajustement des propriétés physiques est donc nécessaire.

Conclusion sur la mise en œuvre de la méthodologie couplée physique et géochimique pour la caractérisation hydrogéologique au niveau local

Cette partie du mémoire a permis d'approfondir la réflexion sur les deux questions hydrogéologiques soulevées en partie II et de proposer des hypothèses basées sur un fonctionnement conceptuel supposé. Avec d'une part, une hypothèse à propos d'une éventuelle alimentation des aquifères superficiels par des apports profonds et d'autre part, une hypothèse supposant que les fluctuations piézométriques observées sont le fait d'une recharge d'origine superficielle dans plusieurs contextes hydrodynamiques distincts (nappe libre, nappe pseudo-libre et nappe libre influencé par un cours d'eau).

Pour une caractérisation complète du fonctionnement hydrogéologique aux abords des quatre piézomètres (Cleppé, Montrond, Chalain et Saint-Galmier), l'objectif était de mettre en œuvre les outils et méthodes permettant de valider ou réfuter ces hypothèses.

Ainsi, afin de confronter ces hypothèses, deux approches, appliquées aux quatre piézomètres de suivi, ont été choisies :

- l'approche géochimique, par l'acquisition et interprétation de données géochimiques (Ions majeurs, $\delta^{18}0$, $\delta^{2}H$, $\delta^{13}C$ et $A^{14}C$) permettant d'apporter des réponses sur les origines de la recharge ;
- l'approche physique, par la mise en œuvre de modèles numériques en régime transitoire (coupes transversales), permettant de reproduire les conditions physiques expliquant les fluctuations piézométriques.

Pour conclure sur cette partie, la mise en place d'une méthodologie couplée physique et géochimique appliquée aux quatre piézomètres de suivi est en accord avec la nécessité de disposer de connaissances suffisantes en matière de fonctionnement de l'hydrosystème, ceci dans le but final de gestion à long terme de la ressource en eau. De plus, cette méthodologie permet de se démarquer des études et caractérisations déjà existantes, tout en étant complémentaire. Par ailleurs, cette méthodologie permet de tirer parti des données disponibles tout en composant avec leurs fortes incertitudes.

La prochaine partie du mémoire présente l'application de la méthodologie aux quatre piézomètres de suivi avec dans un premier temps, les résultats et l'interprétation des données hydrogéochimiques et isotopiques et dans un deuxième temps, les résultats et l'interprétation de l'approche physique.

Partie IV : Résultats et discussions sur la méthodologie couplée physique et géochimie des écoulements pour la caractérisation hydrogéologique locale

Chapitre 1 - Résultats et discussions sur l'approche géochimique des écoulements

Ce chapitre est dédié aux résultats des analyses des quatre piézomètres de suivi (Chalain, Cleppé, Montrond et Saint-Galmier). Pour rappel (partie III, chapitre 2 et 3), les objectifs de caractérisation concernent la mise en évidence des différentes origines de la recharge des aquifères superficiels (au niveau des quatre piézomètres de suivi). Pour l'origine superficielle, l'eau de recharge provient de l'infiltration d'eau de pluie dont la redistribution dans l'aquifère est rapide (< 10 ans) et locale (aquifère libre ou zone d'infiltration proche de l'aquifère). Pour l'origine profonde, l'eau de recharge provient d'aquifères profonds étant eux-mêmes rechargés par des eaux de précipitation s'infiltrant soit en bordure de la plaine du Forez, soit au sein des reliefs alentours, via des réseaux de fractures/fissures. La circulation de ces eaux s'effectue donc sur des distances plus importantes et des temps de transfert beaucoup plus longs (>> 1000 ans). L'interprétation des échantillons est évaluée d'après les origines supposées de la recharge (superficielle et/ou profonde).

Tout d'abord, la présentation et l'interprétation des résultats hydrogéochimiques et isotopiques comparés aux données disponibles dans la plaine du Forez. Ensuite, les conséquences hydrogéologiques de ces résultats hydrogéochimiques et isotopiques sont présentées. Puis, des essais de quantification des mélanges sont réalisés pour les échantillons dont l'origine de la recharge n'est pas unique. La discussion des résultats est abordée en toute humilité, l'interprétation étant rarement univoque, plusieurs causes pouvant entraîner une même conséquence.

IV.1.1. Interprétation des résultats hydrogéochimiques et isotopiques

IV.1.1.1. Résultats bruts des indices hydrogéochimiques et isotopiques

Tableau 4 - Résultats bruts des analyses isotopiques des 4 piézomètres de suivi

	A ^{14}C (en PCM)	$\delta^{13}C$ (en ‰ v-PDB)	$\delta^{18}O$ (en ‰ v SMOW)	$\delta^{2}H$ (en ‰ v-SMOW)	PCO_2 (eq. Atm.)	IS calcite	NO_3^- (mg/L)	TDS
	Analyse LHA	Analyse UJM	Analyse UJM	Analyse UJM	Calcul logiciel LHA	Calcul logiciel LHA	Analyse IPL	Calcul logiciel LHA
Chalain-le-Comtal	103,7 ± 0,6	-18,88 ± 0,01	-8,40 ± 0,01	-58,5 ± 0,1	0,045	-0,39	3,7	813
Cleppé	105,7 ± 0,5	-24,05 ± 0,01	-9,44 ± 0,01	-67,1 ± 0,1	0,054	-1,05	< 1	390
Montrond-les Bains	97,0 ± 0,5	-19,46 ± 0,01	-8,46 ± 0,01	-59,2 ± 0,1	0,015	-0,62	49,6	491
Saint-Galmier	28,1 ± 0,3	-9,03 ± 0,01	-8,84 ± 0,01	-55,5 ± 0,1	0,094	-1,46	26,1	440

Bien qu'il soit possible de classer deux à deux les fonctionnements piézométriques (fonctionnement pseudo-libre et libre), il semble difficile de tirer le même bilan pour les analyses hydrogéochimiques et isotopiques. En effet, les résultats (présentés en Tableau 4) montrent une diversité entre chaque échantillon pris indépendamment. Cette diversité des résultats s'exprime aussi entre échantillon appartenant à un même fonctionnement identifié (diversité entre le couple Chalain/Saint-Galmier et entre le couple Montrond/Cleppé).

Cette diversité légitime l'intégration de la dimension hydrogéochimique et isotopique des écoulements et implique de porter une attention particulière sur les origines diverses (locale et/ou régionale) de la recharge des aquifères. Ces diverses origines étant difficiles à caractériser par l'approche physique.

Ces résultats sont présentés sous forme de graphiques et comparés par rapport aux données disponibles dans les aquifères superficiels et profonds (le récapitulatifs des indices hydrogéochimiques et isotopiques est présenté en Annexe 21). Par ailleurs, ces résultats sont confrontés à des valeurs standards de pôles (atmosphérique, minéral, matière organique et hydrothermal), suspectés d'être en interactions avec les eaux échantillonnées.

L'interprétation se décline en deux paragraphes, l'un sur les indices hydrogéochimiques et l'autre sur les indices isotopiques.

IV.1.1.2. Indices hydrogéochimiques (IS, TDS, PCO_2, NO_3^-)

- Pression partielle de CO_2 des eaux souterraines (PCO_2) :

La Figure 41 représente la pression partielle de CO_2 (PCO_2) pour les échantillons des eaux superficielles (piézomètres de suivi et captages AEP) et pour les eaux profondes. Ces échantillons sont comparés à des gammes standards de PCO_2 (atmosphère, sol, hydrothermal et carbo-gazeux). Les observations pour chaque compartiment sont les suivantes :

- Eaux superficielles

La rivière de l'Anzieux présente une pression en CO_2 proche du standard atmosphérique, virant très légèrement sur la PCO_2 de la MO (Matière Organique) du sol. La rivière Anzieux est utilisée comme référence des eaux superficielles locales et illustre le système « ouvert » vis-à-vis de l'atmosphère.

- Aquifères superficiels
  - Les eaux des captages AEP ont des valeurs de PCO_2 incluses dans les gammes de variation standard des sols. La production de CO_2 due à l'activité biologique des sols semble influencer la pression partielle de CO_2. Ces eaux évoluent donc probablement en système fermé (ou mixte) vis-à-vis de l'atmosphère.
  - Pour les eaux des piézomètres de suivi, seul l'échantillon de Montrond est inclus dans les gammes de variations des sols. Pour les trois autres échantillons (Chalain, Saint-Galmier et Cleppé), la pression partielle en CO_2 est légèrement supérieure à celle d'un sol. Pour ces trois échantillons, un ajout de CO_2 supplémentaire est à envisager. L'origine de cet ajout de CO_2 est difficile à identifier à ce stade mais pourrait pour l'échantillon de Saint-Galmier (pression la plus importante des eaux souterraines superficielles échantillonnées) être attribuée à des mélanges avec des eaux carbo-gazeuses.

- Aquifères profonds

Le faciès chimique des eaux pour les formations sédimentaires tertiaires de la plaine du Forez est carbo-gazeux. Le CO_2 carbo-gazeux pouvant avoir deux origines, l'une minérale résultant de la dissolution des minéraux lors des longs transferts profonds et l'autre géogénique par dégazage du manteau (cf. partie II, chapitre 4). Pour l'origine minérale du CO_2, la pression partielle de CO_2 peut être plus ou moins importante suivant l'état général de minéralisation des eaux et suivant la nature des roches traversées, elle est généralement faible pour des roches encaissantes granitiques [VALLES, 2006]. Ceci peut expliquer que, bien qu'appartenant au faciès carbo-gazeux, les échantillons de Mon1 et de Mon2 enregistrent des pressions en CO_2 plus faibles que Mon3, Détente et Saint-Galmier.

Le point particulièrement marquant est la présence de trois échantillons (Mon3, Détente et Badoit) dans des pressions partielles de CO_2 assimilable à des pressions souvent rencontrées pour des eaux minérales carbo-gazeuses. Comme mis en évidence par Gal [2005] et Renac et al. [2010], la pression importante de CO_2 observée pour Détente a une origine majoritairement géogénique (ajout de fluides hydrothermaux), pour Mon3 et Badoit l'origine est probablement un partage entre un ajout de CO_2 géogénique et de CO_2 minéral.

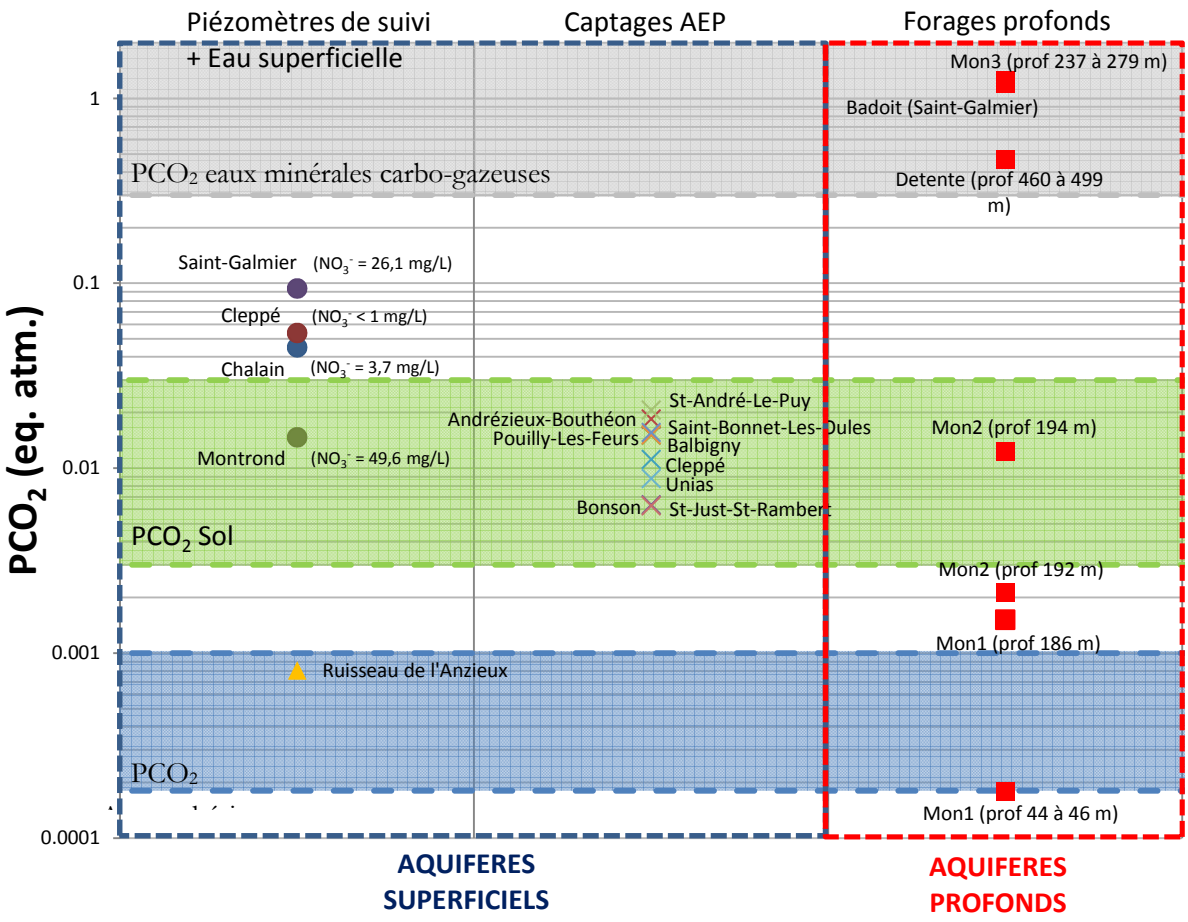


Figure 41 - Pression de CO_2 pour une sélection d'échantillons d'eaux souterraines de la plaine du Forez. Les figurés ronds représentent les échantillons des piézomètres de suivi dans les alluvions superficielles, les figurés carrés représentent les échantillons des forages profonds dans les sédiments tertiaires, les croix représentent les échantillons des captages AEP dans les alluvions et le figuré triangulaire représente l'échantillon des eaux superficielles. Ces échantillons sont comparés à des gammes standard de PCO_2, la teneur en nitrates est donnée à titre indicatif.

- Comparaison entre l'indice de saturation (IS) et la concentration en espèces dissoutes (TDS)

Comme vu précédemment (partie III, chapitre 2), dans le contexte de la plaine du Forez, la calcite est la phase minérale carbonatée suspectée d'être à l'origine de la composante minérale du CITD (Carbone Inorganique Total Dissous).

La Figure 42 montre que toutes les eaux issues des aquifères superficiels sont sous-saturées vis-à-vis de la calcite, avec des indices de saturation inférieurs à – 0,3. Ces eaux peuvent donc potentiellement dissoudre de la calcite, c'est-à-dire que l'on peut s'attendre à ce qu'une partie du CITD ait une origine minérale. Cet enrichissement potentiel en carbone d'origine minéral aura une influence directe sur le fractionnement en ^{13}C et l'activité du ^{14}C ainsi qu'une influence indirecte sur le TDS (contenu total en espèces dissoutes).

La Figure 42 met en évidence une relation de proportionnalité entre le TDS et l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite. Pour les eaux ayant les TDS les plus faibles, la tendance est à la sous-saturation importante (environ - 2), comme c'est notamment le cas pour les échantillons de Cleppé (AEP), Bonson (AEP) et Saint-Just-Saint-Rambert (AEP). A l'inverse, pour les eaux ayant un TDS plus élevé, la tendance est à une sous-saturation moins marquée, comme c'est notamment le cas pour les échantillons de Chalain, Montrond et Andrézieux-Bouthéon (AEP).

Plus une eau à un temps de résidence important en souterrain, plus les processus de minéralisation et dissolution seront favorisés. Du simple point de vue de la calcite, une eau jeune (eau de précipitation) a un potentiel de dissolution important. Plus cette eau va transiter longtemps en souterrain, plus elle va dissoudre de la calcite, plus sa minéralisation va augmentée (TDS augmente) et plus son potentiel de dissolution va diminuer (IS augmente). Cette remarque est aussi valable pour la dissolution d'autres phases minérales que la calcite, mais ces autres phases n'influencent pas ou très peu la composante minérale du CITD.

Selon Gal [2005] et Renac et al. [2010], on peut noter en revanche que les eaux des aquifères profonds sont toutes sur-saturées (sauf les eaux des Badoit voir le tableau récapitulatif en Annexe 21).

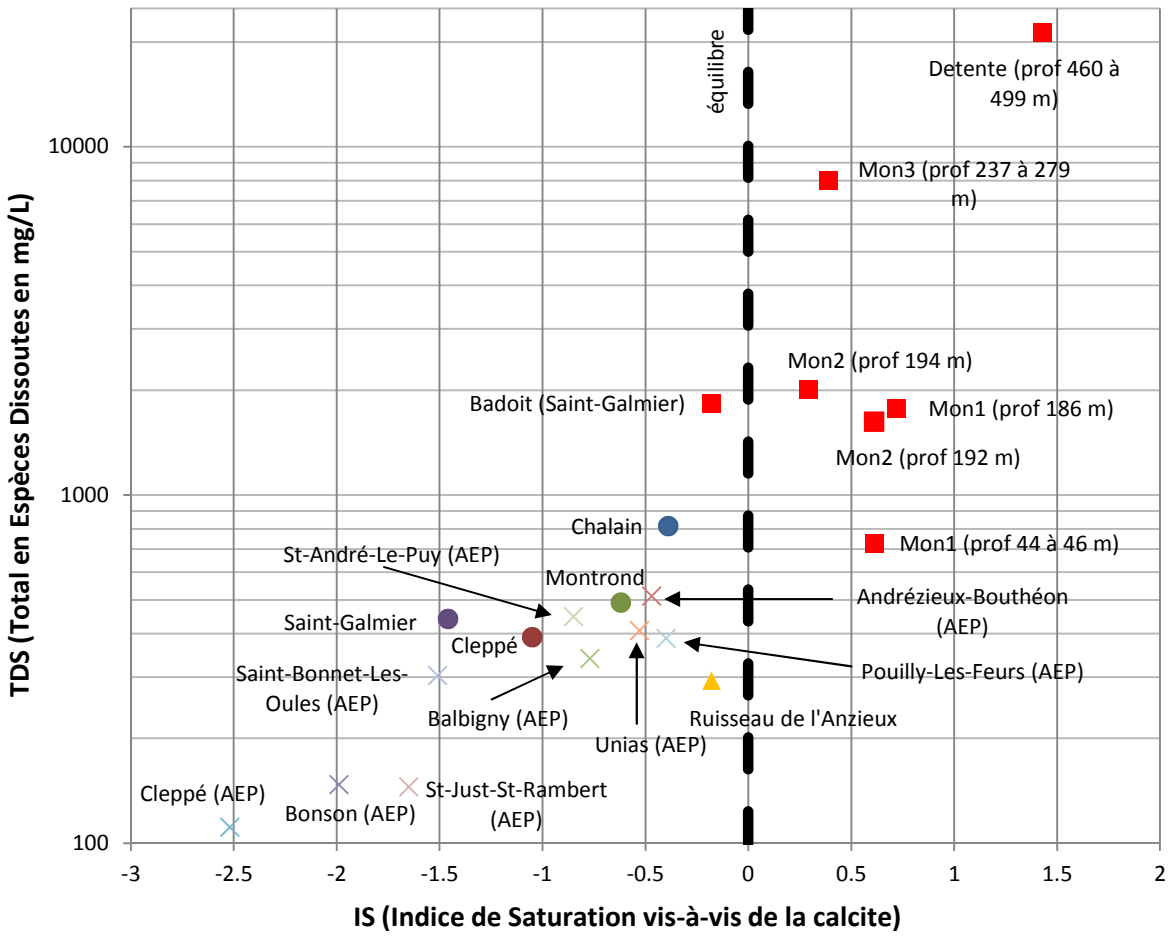


Figure 42 - Indice de saturation de la calcite en fonction du contenu total en espèces dissoutes (TDS) pour une sélection d'échantillons d'eaux souterraines de la plaine du Forez. Les figurés ronds représentent les échantillons des piézomètres de suivi dans les alluvions superficielles, les figurés en croix représentent les échantillons des captages AEP dans les alluvions superficielles, les figurés carrés représentent les échantillons des forages profonds dans les sédiments tertiaires et le figuré triangulaire représente l'échantillon des eaux superficielles. N.B. : Les IS sont estimé dans des conditions de pression atmosphérique différente de la pression qui peut régner en profondeur.

En résumé, comme les quatre échantillons de suivi piézométrique sont sous-saturés, on peut s'attendre à ce qu'une partie du CITD soit d'origine minérale.

IV.1.1.3. Indices isotopiques (^{14}C, ^{13}C, ^{18}O, ^{2}H)

- Isotopes de la molécule d'eau (^{18}O et ^{2}H)

La Figure 43 représente le fractionnement isotopique ^{18}O en fonction du fractionnement en ^{2}H pour les échantillons des piézomètres de suivi et pour les échantillons des forages profonds de Montrond (Mon1, Mon2, Mon3 et Détente). Ces échantillons sont comparés à :

- La droite météorique locale (DML) qui est obtenue à partir de relevés moyennés d'eau de précipitation dans la plaine du Forez d'après Gal [2005]. Le fractionnement isotopique $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ de ces eaux de précipitations enregistre les effets locaux de continentalité, de température et d'altitude ;

- La droite locale des eaux superficielles (shallow infiltration) qui est obtenue à partir de relevés moyennés d'eaux superficielles dans la plaine du Forez d'après Gal [2005]. Ces eaux, issues du ruissellement et d'écoulements hypodermiques, sont soumises à des processus d'évaporation ayant pour effet un enrichissement en ^{18}O et ^{2}H par rapport aux eaux de précipitation initiales.

Les eaux profondes des forages de Mon1, Mon2 et Mon3 se situent sous la DML (Droite Météorique Locale), indiquant un enrichissement en ^{18}O et ^{2}H. Cet enrichissement en ^{18}O et ^{2}H indique que le phénomène prépondérant est l'évaporation avant l'infiltration. Ceci n'occulte pas la possibilité que d'autres phénomènes aient pu affecter le fractionnement, mais l'influence en aurait été minoritaire.

L'échantillon Détente, quant à lui, se situe au dessus de la DML, indiquant un appauvrissement en ^{18}O et/ou en ^{2}H. Cet appauvrissement pouvant être imputé aux trois phénomènes identifiés précédemment (partie III, chapitre 3). La mise en relation de ce fractionnement ^{18}O et ^{2}H avec d'autres indices comme le fractionnement ^{13}C et la pression de CO_2 tendent à privilégier l'apport de CO_2 d'origine géogénique en tant que phénomène prépondérant.

Il est important de noter que les eaux des forages profonds sont assez anciennes et d'âges variés. Les conditions climatiques au moment de l'infiltration pouvant varier (par exemple, pour les eaux âgées de plus de 12 000 ans, les conditions climatiques au moment de l'infiltration, correspondaient à la période glaciaire du Würm), ainsi que la nature et l'intensité des phénomènes géochimiques affectant le fractionnement isotopique de la molécule d'eau au cours de son transfert en souterrain.

Pour les eaux des piézomètres de suivi, les échantillons de Montrond, Chalain et Cleppé se situent en dessous de la DML. Il est raisonnable de penser que l'enrichissement en ^{18}O et ^{2}H est lié aux processus d'évaporation ayant lieu avant l'infiltration. Les points de Montrond et Chalain, situés à la même latitude et presque à la même altitude d'environ 350 mètres, ont un fractionnement isotopique très proche. Il est probable que ces eaux dérivent de précipitations ayant des caractéristiques isotopiques proches elles aussi.

Le piézomètre de Cleppé, quant à lui, est situé à une quinzaine de kilomètres plus au Nord du bassin et à une altitude d'environ 325 mètres. Il présente un fractionnement isotopique sensiblement différent comparativement aux échantillons de Chalain et Montrond. Cette importante différence peut s'expliquer de différentes manières. Soit les eaux du piézomètre de Cleppé dérivent de précipitations locales dont la composition isotopique est très différente de celles de Chalain et Montrond. Soit, comme il a été supposé précédemment, que les eaux du piézomètre de Cleppé dérivent de mélange entre une composante

superficielle issue de l'infiltration des précipitations locales (comme Chalain et Montrond) et une composante superficielle issue indirectement des eaux du Lignon.

Le piézomètre de Saint-Galmier, situé le plus au Sud (à environ cinq kilomètres du piézomètre de Montrond), est aussi le point le plus haut à environ 385 mètres d'altitude. Le fractionnement ^{18}O et ^{2}H de cet échantillon, à l'instar de Détente, présente la particularité de se situer au dessus de la DML. Cette particularité tant à privilégier l'hypothèse de mélange entre des eaux issues de précipitations se situant sous la DML et des eaux situées aux dessus de la DML. L'appauvrissement en ^{18}O et ^{2}H enregistré étant généralement associé aux eaux anciennes ayant des temps de séjour importants. Il est raisonnable de penser qu'une part non négligeable des eaux de cet échantillon provient d'eaux profondes relativement anciennes.

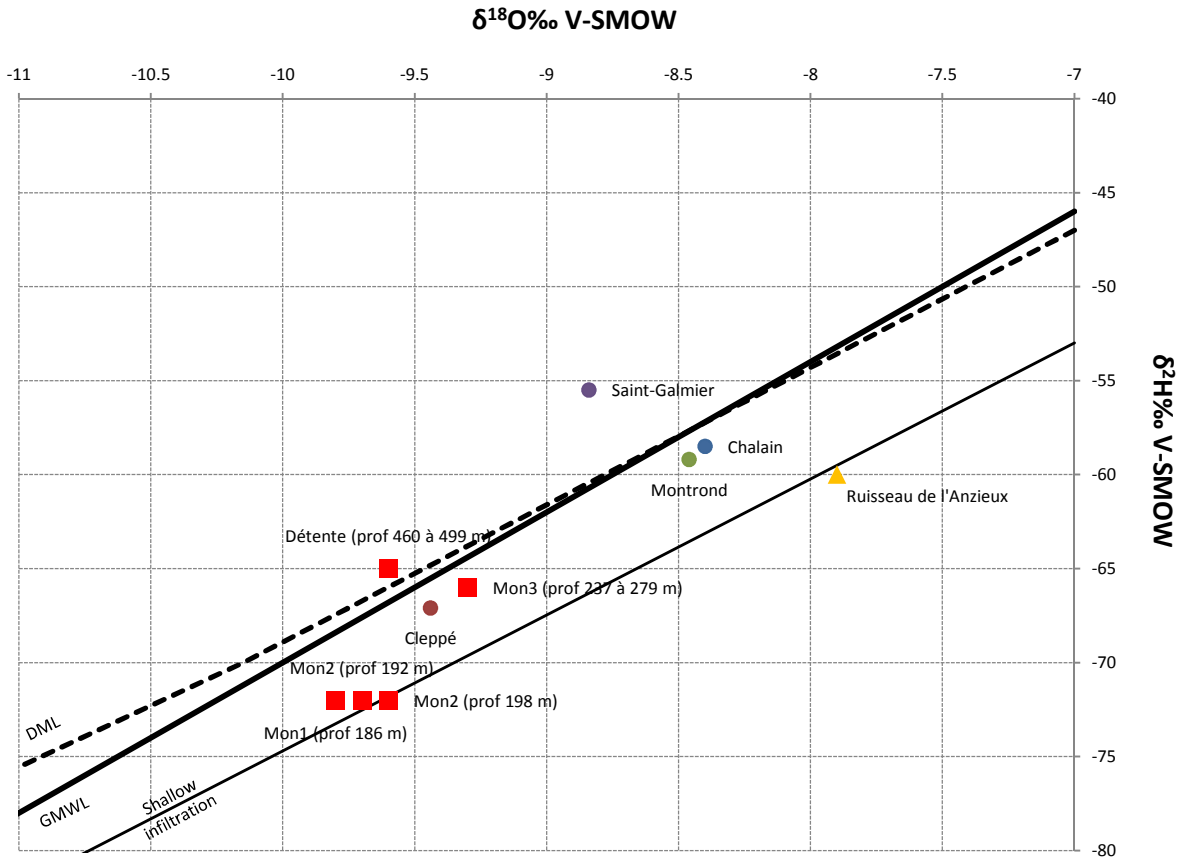


Figure 43 – Fractionnement isotopique en ^{18}O en fonction du fractionnement en ^{2}H pour une sélection d'échantillons d'eaux souterraines de la plaine du Forez. Les figurés ronds représentent les échantillons des piézomètres de suivi dans les alluvions superficielles, les figurés carrés représentent les échantillons des forages profonds dans les sédiments tertiaires et le figuré triangulaire représente l'échantillon des eaux superficielles. Le trait pointillé gras représente la Droite Météorique Locale (DML) d'après Gal [2005]; le trait continu fin représente la droite des eaux d'infiltration peu profondes d'après Gal [2005]; le trait continu gras représente "Global Meteoric Water Line"(GMWL).

- Isotopes du CITD (^{14}C et ^{13}C)

La Figure 44 oppose l'activité en ^{14}C à la teneur en ^{13}C pour les échantillons des piézomètres de suivi et pour les échantillons des forages profonds de Montrond (Mon1, Mon2, Mon3 et Détente). Ces échantillons sont comparés à des pôles (atmosphère, matière organique, minéral et géogénique) dont la signature géochimique est identifiée [CERLING, 1984] et qui sont suspectés d'être en interaction avec les eaux échantillonnées.

- Eaux profondes

Les échantillons des forages profonds sont répartis de manière distincte. Les eaux d'une profondeur inférieure à 200 mètres ont une signature ^{13}C qui constitue le pôle minéral (fractionnement ^{13}C proche de – 6 ‰ v-PDB). Pour le forage de Détente, le plus profond existant dans la plaine du Forez, l'origine du carbone est majoritairement géogénique avec un fractionnement ^{13}C porche de 0 ‰ v-PDB.

Le forage Mon3, situé entre les forages Mon1, Mon2 et Détente, a une composition isotopique en ^{13}C intermédiaire entre le pôle géogénique et le pôle minéral.

Ainsi, pour le forage Mon3, il est probable qu'un mélange ait lieu entre les eaux minérales sans CO_2 géogénique et des eaux minérales dont une partie du CO_2 est d'origine géogénique.

Bien qu'une part importante du CITD soit imputable au pôle minéral (et/ou géogénique), une proportion minoritaire de carbone provient du CO_2 atmosphérique dissout dans l'eau avant l'infiltration des eaux profondes. Des temps de résidences ont été calculés par Gal [2005] et Renac et al. [2010] qui mettent en évidence une augmentation de l'âge des eaux avec la profondeur. Les eaux sont datées de quelques milliers d'années pour les moins profondes à environ 30 000 ans pour les plus profondes.

- Eaux des piézomètres de suivi

Les échantillons de sub-surface, issus des quatre piézomètres de suivi, montrent une certaine disparité dans leurs répartitions (Figure 44). L'interprétation des résultats des isotopes du CITD est présentée ci-après :

- L'échantillon de Cleppé semble très proche du pôle matière organique marqué par un fractionnement en ^{13}C proche de -24 ‰ v-PDB et une activité en ^{14}C de 105,7 PCM à peine plus faible que l'activité atmosphérique supposée (environ 106 PCM). Cet échantillon est fortement influencé par les échanges de carbone ayant lieu avec la matière organique contenue dans les sols. Compte tenu des résultats, il est difficile de suspecter une quelconque influence du pôle minéral, l'activité ^{14}C étant importante. Par ailleurs, la part de carbone issue du pôle atmosphérique doit être assez faible.

- L'échantillon de Saint-Galmier est marqué par un fractionnement en ^{13}C de – 9 ‰ v-PDB et une activité en ^{14}C de 28,1 PCM. Une part non négligeable du carbone provient du pôle matière organique. Pour cet échantillon, il est difficile de déterminer la répartition entre le carbone issu du pôle atmosphérique et le carbone issu du pôle minéral. En considérant que le carbone issu des pôles atmosphérique et matière organique soit relativement récent (activité ^{14}C importante), il est probable, que la part de carbone minéral, d'activité ^{14}C nulle, soit très importante.

- L'échantillon de Chalain est marqué par une activité ^{14}C importante 103,7 PCM assez proche de l'activité atmosphérique et un fractionnement en ^{13}C de -18,88 ‰ v-PDB situé entre le pôle matière organique et le pôle atmosphérique. La part de carbone issue du pôle matière organique semble majoritaire. La part de carbone d'origine minérale est probablement faible compte tenu de l'activité en ^{14}C importante. Ainsi, le part de carbone issue du pôle atmosphérique est non négligeable.

- L'échantillon de Montrond est marqué par un fractionnement ^{13}C de – 19,46 ‰ v-PDB (proche de celui de Chalain) et une activité ^{14}C de 97 PCM. Ce fractionnement en ^{13}C suppose des interactions importantes avec la matière organique des sols comme pour les échantillons de Cleppé et Chalain. Pour cet échantillon, il est difficile de discriminer la part du carbone d'origine atmosphérique de la part d'origine minéral. L'activité ^{14}C de l'échantillon ne permet pas de privilégier une contribution plutôt qu'une autre, il est probable qu'il y ait un partage de carbone entre ces deux pôles.

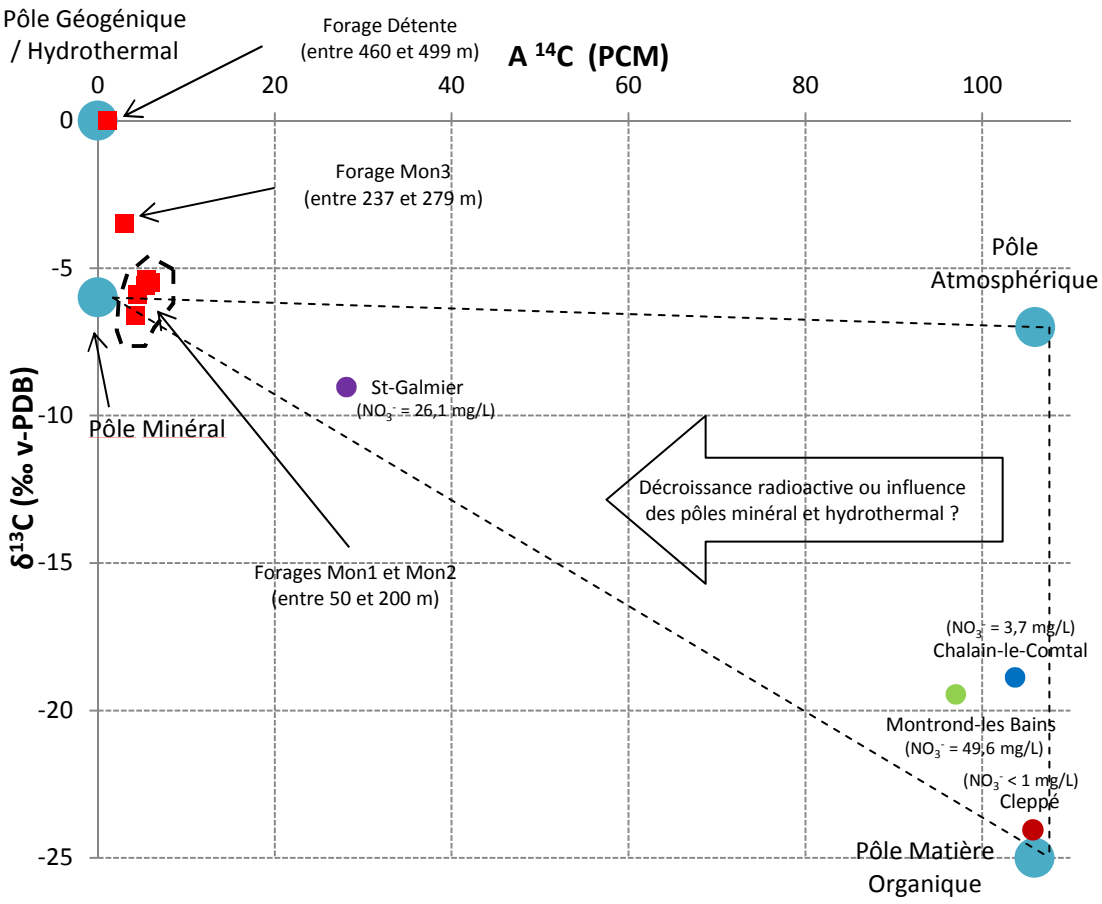


Figure 44 – Activité de l'isotope radioactif ^{14}C en fonction du fractionnement de l'isotope stable ^{13}C pour une sélection d'eaux souterrains de la plaine du Forez. Les figurés ronds représentent les échantillons des piézomètres de suivi dans les alluvions superficielles et les figurés carrés représentent les échantillons des forages profonds dans les sédiments tertiaires. Ces échantillons sont comparés à des pôles dont la signature isotopique est caractéristique (Pôle Atmosphérique, Pôle Matière Organique, Pôle Minéral et Pôle Géogénique).

L'inconvénient de cette représentation graphique réside dans le fait qu'elle ne permet pas d'appréhender l'aspect dynamique de la décroissance radioactive. En effet, les pôles matière organique et atmosphérique dont on ne connait que les activités ^{14}C initiales, ne prennent pas en compte une la décroissance radioactive pouvant avoir lieu. Cette décroissance radioactive sera plus ou moins importante suivant la durée du transit des eaux en souterrain. De plus, l'activité ^{14}C des échantillons analysés comprend une part de carbone minéral (et/ou géogénique) d'activité nulle, s'ajoutant à la complexité des résultats. Cette complexité pose des problèmes lors de l'interprétation, plusieurs hypothèses pouvant expliquer les mêmes résultats (comme notamment l'échantillon de Montrond).

Ainsi, plusieurs inconnues sont mises en évidence avec d'une part, l'activité ^{14}C à l'instant t, des pôles atmosphérique et matière organique et d'autre part, la proportion des contributions en CITD de chaque pôle identifié.

IV.1.2. Conséquences hydrogéologiques des résultats hydrogéochimiques et isotopiques

Tout d'abord, ce paragraphe traite du regroupement des résultats hydrogéochimiques et isotopiques et de leurs conséquences sur l'origine de la recharge. Puis, pour les échantillons dont l'origine est multiple, un essai de quantification des mélanges entre les composantes superficielles et profondes identifiées est réalisé. Enfin, une synthèse de ces résultats est proposée.

IV.1.2.1. Résultats hydrogéochimiques et isotopiques et origine(s) de la recharge

Pour rappel, les hypothèses concernant les origines de la recharge sont énoncées en partie III, chapitre 2 et sont résumées ci-dessous :

- H1 : L'intégralité de la recharge est d'origine superficielle, c'est-à-dire que cette recharge est assurée par l'infiltration d'une partie des précipitations (et/ou la recharge par un cours d'eau pour le piézomètre de Cleppé) ;

- H2 : La recharge se partage entre une part d'origine superficielle et une part d'origine profonde (eaux minérales).

Pour chaque échantillon, la vraisemblance des hypothèses H1 et H2 concernant l'origine de la recharge est jugée. Les critères de jugement sont basés sur des arguments issus de l'interprétation des indices hydrogéochimiques et isotopiques précédemment évoquée. Les conséquences hydrogéologiques pour chaque échantillon sont illustrés Carte 16 et décrits ci-après :

- Échantillon de Cleppé :

L'analyse des isotopes (^{13}C et ^{14}C) du CITD a mis en évidence de fortes interactions avec le pôle matière organique du sol (environ 95% du CITD), qui est confortée par la pression partielle de CO_2 qui est très légèrement supérieure à celle d'un sol. L'IS indique un potentiel à dissoudre de la calcite, toutefois, la proportion minérale du CITD est supposée très faible. L'activité ^{14}C est importante, indiquant que ces eaux sont probablement très récentes. Il est possible qu'elles n'aient pas eu le temps d'interagir sensiblement avec la calcite ou que la calcite n'est présente qu'en très faible quantité.

Les conséquences hydrogéologiques concernent la mise en évidence d'une origine de la recharge seulement superficielle (pas d'apport profond) et provient de l'infiltration quasi immédiate des précipitations et/ou de la recharge par le cours d'eau (hypothèse H1). Pour cet échantillon, un essai de quantification des proportions de chaque pôle constitutif du CITD a été entrepris en Annexe 22.

- Échantillon de Chalain :

L'analyse des isotopes (^{13}C et ^{14}C) du CITD a mis en évidence de fortes interactions avec le pôle matière organique du sol, confortée par une pression de CO_2 correspondant approximativement à celle d'un sol. L'IS indique un potentiel à dissoudre de la calcite, toutefois, la proportion minérale du CITD est faible. L'activité ^{14}C est importante indiquant que ces eaux sont probablement récentes. Bien que cette activité en ^{14}C soit importante, le fort TDS (813 mg/L, le plus important de tous les échantillons des aquifères superficiels) peut indiquer que les interactions eaux-roche sont assez importantes même si la dissolution de la calcite est probablement minoritaire. L'analyse chimique montre une proportion de sulfate importante (145 mg/L) que l'on ne retrouve dans aucun autre échantillon présent dans les aquifères superficiels. Le TDS est probablement influencé par cet effet localisé de dissolution de minéraux sulfatés. Compte tenu des résultats, il est difficile de suspecter un quelconque mélange avec des eaux minérales profondes. L'origine de la recharge semble unique et superficielle (hypothèse H1).

Le fort TDS peut indiquer que la redistribution des eaux jusqu'au piézomètre ne soit pas immédiate (quelques dizaines d'années). La couche argileuse protège efficacement de l'infiltration directe par les précipitations, l'alimentation provient d'une zone d'infiltration proche (quelques centaines de mètres) du piézomètre de Chalain et induit des temps de transit relativement plus longs (pas immédiats comme c'est le cas de Cleppé). Pour cet échantillon, un essai de quantification des proportions de chaque pôle constitutif du CITD a été entrepris en Annexe 22.

- Échantillon de Saint-Galmier :

D'une part, l'analyse des isotopes (^{13}C et ^{14}C) du CITD a mis en évidence une proportion minérale du CITD probablement importante, la pression partielle de CO_2 est située entre la pression d'un sol et la pression de fluides hydrothermaux (ou carbo-gazeux). Par ailleurs, le fractionnement ^{18}O et ^{2}H de cet échantillon présente un appauvrissement qui est généralement associé à des processus affectant les eaux ayant subi des échanges de CO_2 d'origine géogénique. Ces indices indiquent une influence significative des eaux profondes, suggérant une alimentation profonde probablement importante.

D'autre part, les analyses hydrogéochimiques et isotopiques ont mis en évidence des interactions non négligeables avec le pôle matière organique des sols, en témoigne le fractionnement ^{13}C, la pression en CO_2 et la teneur en NO_3^-. Cette teneur importante en NO_3^- (26,1 mg/L) d'origine anthropique (agriculture et/ou assainissement) indique une alimentation en eaux superficielles. En admettant que les débuts de l'activité agricole intensive datent des années 70, l'origine des nitrates composant la part superficielle de l'alimentation en eau est donc inférieure à 40 ans.

Cette information tend à contraindre l'activité ^{14}C de la composante superficielle (conjointement l'activité ^{14}C du pôle atmosphérique et du pôle matière organique) vers des valeurs importantes (probablement supérieures à 100 PCM).

Les conséquences hydrogéologiques concernent la mise en évidence de plusieurs origines de la recharge (hypothèse H2). Pour la composante superficielle, le piézomètre de Saint-Galmier est théoriquement protégé par une couche d'argile censée empêcher l'infiltration directe des précipitions, l'alimentation superficielle ne peut se faire que latéralement par le biais d'une zone d'infiltration située en amont hydraulique du piézomètre et à proximité de ce dernier.

Pour la composante profonde, une proportion non négligeable de l'alimentation est assurée par des eaux minérales carbo-gazeuses et/ou hydrothermales. Un lien doit probablement exister entre l'alimentation en eaux profondes et la proximité (environ 2 kilomètres) du piézomètre de Saint-Galmier avec les forages de Badoit (exploitant des eaux minérales carbo-gazeuses).

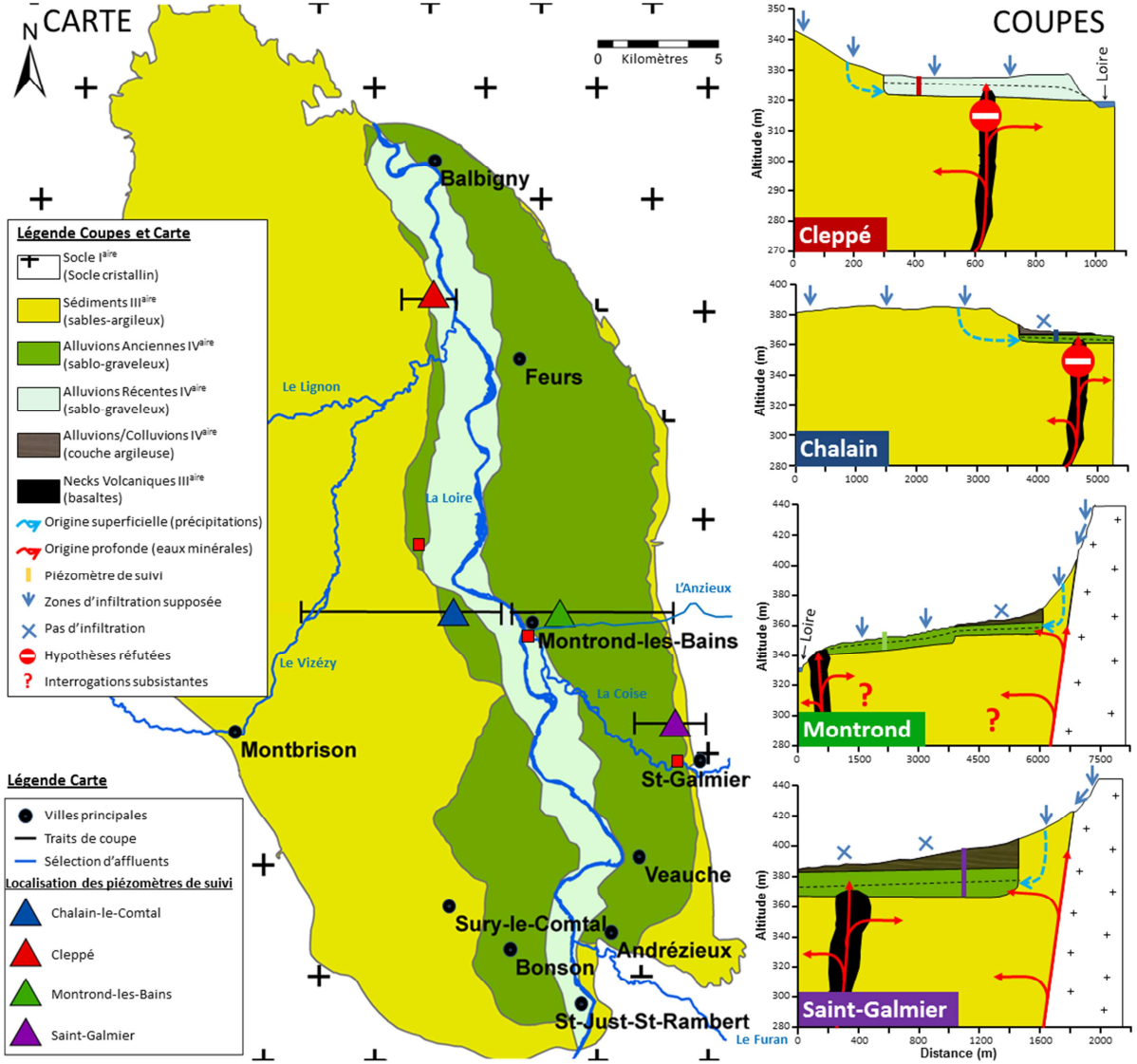
Les mélanges avérés par les résultats géochimiques ne permettent pas d'envisager une tentative de datation réaliste de la composante superficielle de la recharge en eaux (le nombre d'inconnues étant supérieur au nombre d'équations décrivant le système). Toutefois, pour cet échantillon, un essai de quantification des mélanges entre les composantes superficielles et profondes identifiées sera réalisé.

- Échantillon de Montrond :

L'analyse des isotopes (^{13}C et ^{14}C) du CITD a mis en évidence de fortes interactions avec la matière organique du sol, confortée par une teneur élevée en nitrates de 49,6 mg/L (seuil de qualité à 50 mg/L pour les eaux potables) impliquant la présence d'eaux superficielles. La pression de CO_2 correspondant à celle d'un sol ne permet pas de suspecter un quelconque apport hydrothermal profond mais n'exclue cependant pas l'apport éventuel d'eau minérale profonde (peu gazeuse). A ce sujet, l'interprétation est plus délicate, deux possibilités sont envisageables. L'une considérant que les résultats hydrogéochimiques et isotopiques sont uniquement liés à une recharge par l'infiltration directe des précipitations (redistribution superficielle et locale de la recharge). L'autre considérant que les résultats sont liés à une recharge majoritaire due à l'infiltration directe des précipitations et une recharge minoritaire due à des apports d'eaux minérales profondes (peu gazeuses). Le premier cas implique que l'origine minérale du CITD est liée à la dissolution seule de la calcite au sein des alluvions. Le second cas implique qu'une partie de l'origine minérale du CITD provienne d'apports profonds. Les indices hydrogéochimiques et isotopiques ne permettent pas de privilégier une solution plutôt qu'une autre (hypothèse H1 ou H2 ?). Pour cet échantillon, dans l'hypothèse d'une recharge unique, un essai de quantification des proportions de chaque pôle constitutif du CITD a été entrepris en Annexe 22. Dans l'hypothèse d'une recharge multiple, un essai de quantification des mélanges entre une composante superficielle et une composante profonde a été réalisé et est présenté par la suite.

L'interprétation des fonctionnements hydrodynamiques (synthétisée par le schéma de la Carte 16) permet d'associer des caractéristiques hydrogéochimiques et isotopiques à chaque composante de la recharge identifiée.

Le paragraphe suivant présente les différentes composantes identifiées de la recharge ainsi qu'une tentative de détermination des proportions de mélange dans le cas d'une recharge mettant en jeu plusieurs composantes (superficielle et profonde).



Carte 16 – Synthèse des résultats géochimiques sur l'origine de la recharge au niveau des quatre piézomètres de suivi. Contexte géologique régional simplifié de la plaine du Forez et coupes schématiques illustrant des lignes d'écoulement hypothétiques (superficielles et profondes). Les écoulements superficiels sont symbolisés par les traits pointillés en bleu clair et les écoulements profonds par les traits en rouge.

IV.1.2.2. Cas d'origines multiples de la recharge : Essai de quantification des mélanges entre les composantes superficielle et profonde pour les échantillons correspondant aux piézomètres de Saint-Galmier et Montrond

Les résultats hydrogéochimiques et isotopiques ont permis de mettre en évidence de manière qualitative les origines supposées de la recharge des quatre piézomètres de suivi. Pour les piézomètres de Chalain et Cleppé, une recharge unique et superficielle, pour le piézomètre de Montrond, un probable mélange avec une petite proportion d'eau profonde et pour le piézomètre de Saint-Galmier, un mélange très probable d'une composante superficielle et d'une composante profonde.

Comme il a été vu dans le chapitre 3 de la partie III, les équations de mélange entre une composante d'origine superficielle et une composante d'origine profonde nécessite de connaître les concentrations en Carbone Inorganique Total Dissous (CITD). Les concentrations en CITD impliquent de connaître la répartition des espèces du système calco-carbonique. Cette répartition est illustrée en Figure 45 ci-dessous.

Les eaux des captages AEP ont une gamme de répartition du pH assez restreinte, située entre 6,6 et 7,25. La faible acidité générale des eaux étant notamment liée au contexte géologique pas ou peu carbonaté. L'espèce du système calco-carbonique prédominante reste toutefois l'ion hydrogénocarbonate.

Les eaux des forages profonds de Montrond présentent une vaste gamme de pH située entre 6,6 et 9,3. Les eaux les moins profondes étant les plus basiques et les eaux les plus profondes, les plus acides. Pour ces gammes, l'espèce du système calco-carbonique prédominante est l'ion hydrogénocarbonate.

L'eau profonde de Badoit (forages de Saint-Galmier) correspond à l'échantillon le plus acide, avec un pH de 6, l'espèce prédominante est le CO_2 dissous. L'eau de Badoit, dans les conditions atmosphériques de pression partielle en CO_2, aura tendance à dégazer et ainsi bouleverser les équilibres préétablis plus en profondeur.

Les échantillons des piézomètres de suivi présentent un pH légèrement acide, les eaux de Saint-Galmier et Cleppé étant les plus acides. Pour l'échantillon de Cleppé, il est probable que sa forte affinité avec la matière organique ($\delta^{13}C$ = - 24,05 ± 0,01 ‰ v-PDB) ait pour conséquence une pression partielle de CO_2 plus élevée, ayant tendance à en augmenter l'acidité naturelle.

Pour l'échantillon de Saint-Galmier, l'affinité avec la matière organique est beaucoup moins marquée ($\delta^{13}C$ = - 9,03 ± 0,01 ‰ v-PDB), la pression partielle de CO_2 relativement importante et le pH légèrement plus acide pourrait avoir un lien avec un mélange avec les eaux profondes s'apparentant à celles de Badoit.

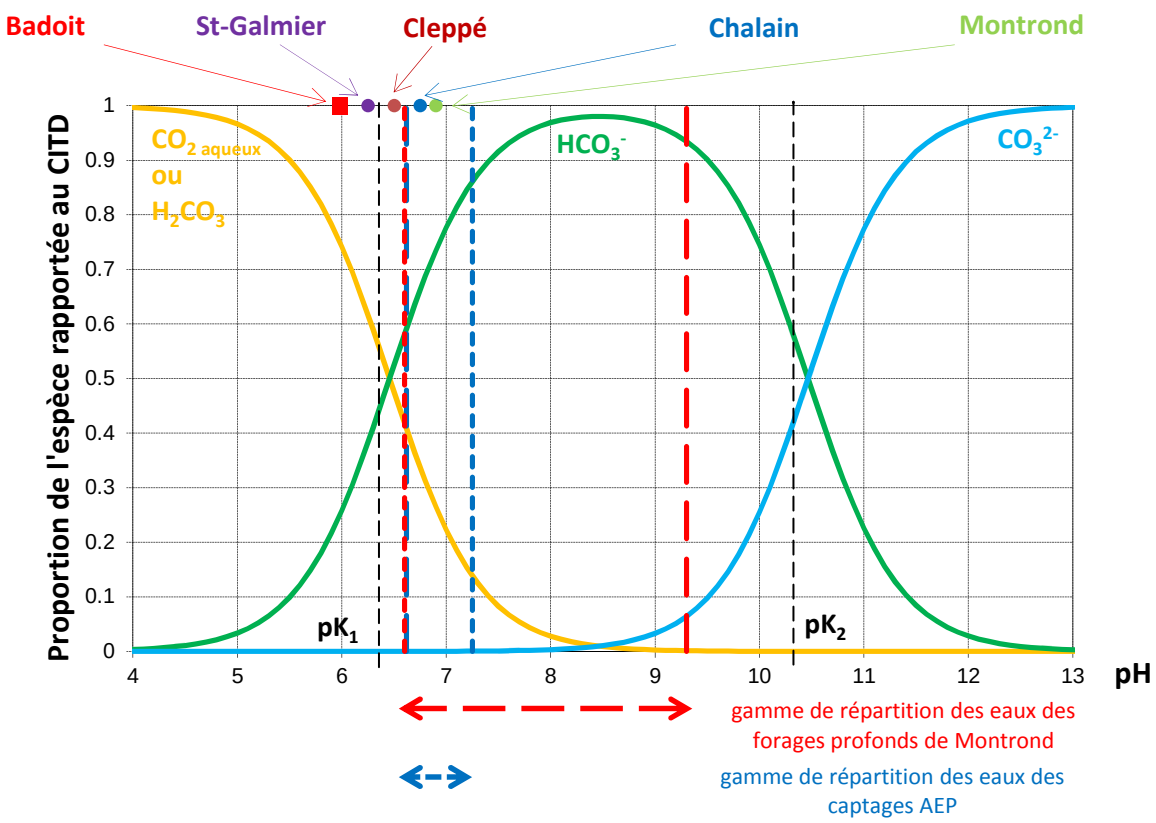


Figure 45 – Diagramme de répartition des espèces carbonatées dissoutes dans l'eau rapportée au CITD en fonction du pH pour une température de 12°C. La valeur de pH des quatre échantillons des piézomètres de suivi sont symbolisés par des ronds. La valeur de pH de l'eau de Badoit est représentée par un carré rouge. Les gammes de répartition du pH pour les eaux des captages AEP et des forages profonds sont représentées par des traits pointillés verticaux.

Pour chaque échantillon décrit précédemment, les valeurs mesurées sont la concentration en HCO_3^-, le pH et la température. Les concentrations des autres espèces du système calco-carbonique sont déterminées par le calcul (prenant en compte le pH et la température). Les valeurs de concentration en HCO_3^- et en CITD des eaux souterraines sélectionnées sont présentées en Annexe 16.

Pour les différentes composantes identifiées, les caractéristiques isotopiques ^{13}C et ^{14}C, ainsi que les concentrations en CITD qui leurs sont associées, sont décrites ci-après et serviront pour estimer par le calcul les proportions de chaque composante impliquée dans le mélange des piézomètres de Saint-Galmier et Montrond.

L'étape suivant consiste à identifier les différentes composantes susceptibles d'intervenir dans le mélange et d'en déterminer le contenu isotopique.

A proximité des piézomètres de suivi de Montrond et Saint-Galmier, deux composantes profondes sont reconnues et ont des signatures isotopiques sensiblement différentes. On distinguera une composante profonde de type « Mon1-2 » et une composante profonde de type « Badoit ».

La composante superficielle est assimilée à l'ensemble des captages AEP et aux piézomètres de Chalain et Cleppé. Ces différentes composantes suspectées d'être impliquées dans les mélanges sont décrites dans le détail ci-après :

- Composante superficielle

La composante superficielle représente la part d'eau issue des précipitations percolant à travers le sol pour atteindre le premier niveau aquifère constitué par les alluvions. Cette composante a été grossièrement assimilée au contenu isotopique des piézomètres de Chalain et Cleppé. Pour le fractionnement en ^{13}C, les incertitudes sont relativement importantes du fait des interactions plus ou moins importantes avec la matière organique contenue dans les sols. En première approximation, les valeurs $\delta^{13}C$ retenues sont comprises entre – 9 et - 25 ‰ v-PDB. La valeur extrême de – 25 correspond aux caractéristiques du pôle matière organique et la valeur – 9 (correspondant à la mesure de l'échantillon de Saint-Galmier) semble moins probable et supposerait qu'il y ait peu d'interactions avec la matière organique et un état de quasi équilibre avec le CO_2 atmosphérique.

En première approximations les valeurs privilégiées se situent entre – 24 et – 18 compatibles avec les échantillons de Cleppé et Chalain.

Pour l'activité ^{14}C, les incertitudes sont plus faibles, la décroissance radioactive est supposée faible du fait du temps de transfert rapide des eaux issues des précipitations. La valeur $A^{14}C$ retenue est d'environ 104 PCM avec une variation tolérée de plus ou moins 2 PCM.

En première approximation, la concentration en CITD de cette composante doit être comparable à celle des captages AEP situés dans les alluvions. La moyenne des concentrations observées pour l'ensemble de ces captages AEP est d'environ 230 mg/L avec un écart type important de 140 mg/L (pour un total de 13 mesures).

- Composante profonde de type « Badoit »

La composante profonde de type « Badoit » correspond aux eaux minérales de Badoit de la commune de Saint-Galmier et se situe en bordure du graben (Carte 13 au chapitre 4 de la partie II) à une distance de 2 kilomètres de l'échantillon de Saint-Galmier. Cette proximité tend à privilégier cette composante profonde pour le calcul de mélange de l'échantillon de Saint-Galmier. Par ailleurs, il existe des similitudes pour la pression partielle de CO_2 et le pH entre les eaux de Badoit et l'échantillon de Saint-Galmier (Figure 41 et Figure 45). De telles similitudes ne se retrouvent pas pour la composante de type « Mon1-2 ».

Les caractéristiques hydrogéochimiques (ions majeurs) et isotopiques (^{13}C) de la composante profonde de type « Badoit » sont décrites dans la thèse de Gal [2005]. Le fractionnement ^{13}C provient de l'analyse de 15 échantillons dont la variabilité est faible, soit environ – 4,9 ‰ v-PDB avec un écart type de 0,5 ‰ v-PDB.

L'activité ^{14}C n'a pas été déterminée lors de la thèse de Gal [2005] mais se situe entre 0 et la valeur extrême de l'échantillon de Saint-Galmier mesuré, soit 28,1 ± 0,3 PCM.

La concentration en CITD a été estimée (Annexe 16) au maximum à 3846 mg/L, la concentration ayant tendance à diminuer du fait du dégazage des eaux lors de l'émergence au niveau des alluvions. Pour le calcul des proportions de mélange, le dégazage est supposé faible et on considère qu'il n'induit pas de nouveau fractionnement ^{13}C significatif.

- Composante profonde de type « Mon1-2 »

La composante profonde de type « Mon1-2 » correspond aux eaux minérales des forages profonds de la commune de Montrond et se situe au centre de la plaine du Forez (Carte 13 au chapitre 4 de la partie II) à une distance de 1,5 kilomètres de l'échantillon de Montrond. Cette proximité tend à privilégier cette composante profonde pour le calcul de mélange de l'échantillon de Montrond, bien que n'écartant pas l'hypothèse d'une alimentation par la composante profonde de type « Badoit ».

La composante profonde de type « Mon1-2 » a été assimilée au regroupement des eaux des forages profonds de Montrond (Mon1 et 2) situés entre 50 et 200 mètres de profondeur ([Gal, 2005]). Pour le fractionnement ^{13}C et l'activité ^{14}C, les incertitudes sont faibles du fait de la faible variabilité chimique des eaux profondes entre 50 et 200 mètres (faible dispersion des valeurs en abscisses et en ordonnées). Les valeurs retenues sont d'environ – 6 ± 1 ‰ v-PDB pour le fractionnement ^{13}C et d'environ 5 ± 1,5 PCM pour l'activité ^{14}C.

La concentration en CITD a été estimée à partir de la valeur maximale des concentrations observées pour les eaux des forages de Mon1 et Mon2, soit environ 1378 mg/L.

La pression partielle de CO_2 des eaux de Mon1 et Mon2 est peu élevée, le CITD est composé pour l'essentiel d'ions hydrogénocarbonates, le dégazage des eaux profondes lorsqu'elles émergent au niveau des alluvions est probablement faible.

Les caractéristiques isotopiques ^{13}C et ^{14}C des quatre piézomètres échantillonnés et les différentes composantes sont illustrées sur la Figure 46 ci-dessous :

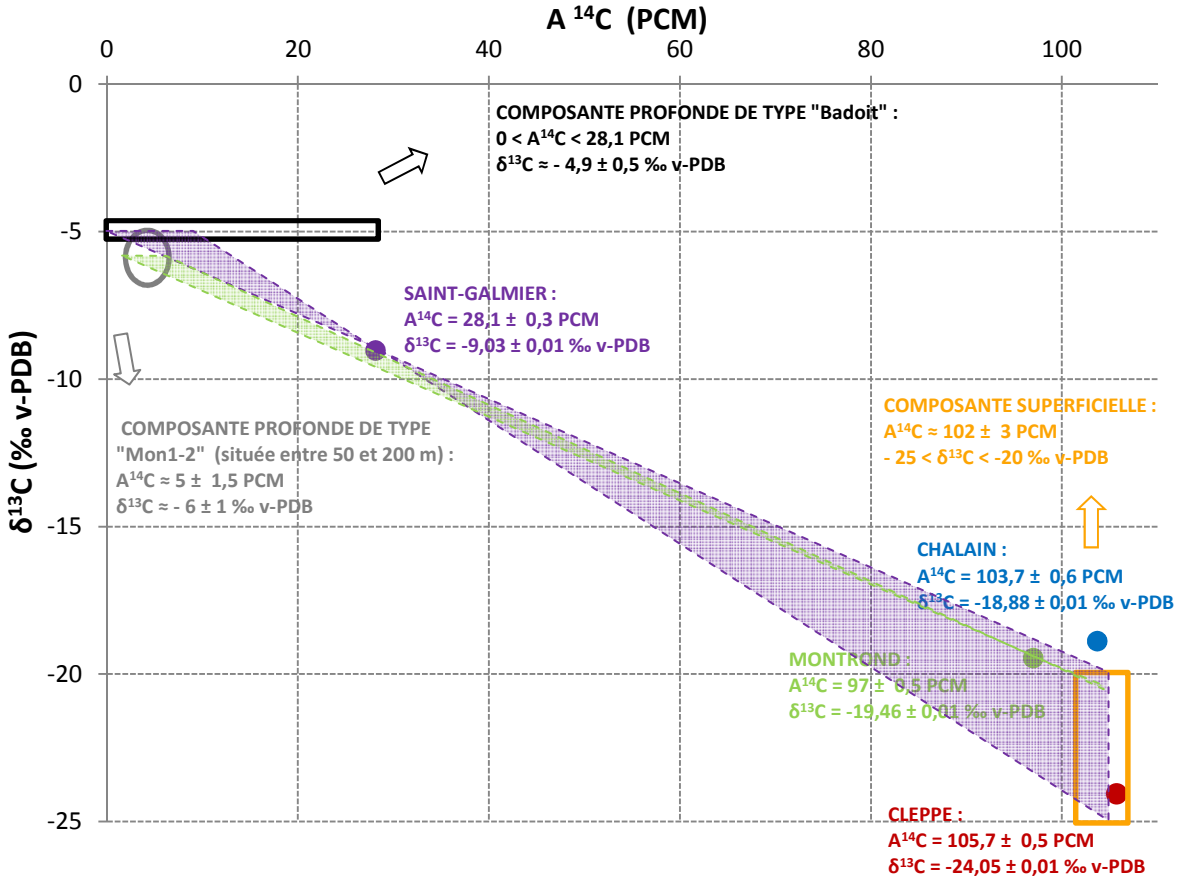


Figure 46 – Activité de l'isotope radioactif ^{14}C en fonction du fractionnement de l'isotope stable ^{13}C pour les quatre piézomètres de suivi de la plaine du Forez. Les eaux des piézomètres de Saint-Galmier et Montrond ont été interprétées comme étant issues du mélange entre différentes composantes. L'encadré noir correspond au contenu isotopique de la composante profonde s'apparentant aux eaux de Badoit. Le cercle gris correspond au contenu isotopique de la composante profonde s'apparentant aux eaux des forages de Mon1 et Mon2. L'encadré orange correspond au contenu isotopique de la composante superficielle. Les polygones de couleur vert et violet représentent les faisceaux des solutions respectivement pour les piézomètres de Montrond et Saint-Galmier dans les conditions d'approximation de composition isotopique de composantes superficielle et profonde.

Par simple lecture graphique de la Figure 46, il est possible de restreindre les gammes de variations de contenu isotopique pour les composantes profondes et superficielles. Les solutions s'alignent sur un faisceau de segments contraint dans des gammes de variations isotopiques réalistes et passant par un pivot constitué par les échantillons suspectés d'être le résultat d'un mélange (piézomètres de Montrond et Saint-Galmier).

Les contraintes isotopiques sont notamment une valeur minimale de – 25 ‰ v-PDB pour le fractionnement ^{13}C de la composante superficielle et une valeur minimale de 0 PCM pour l'activité ^{14}C de la composante profonde de type « Badoit ».

Dans le cas du mélange supposé de l'échantillon de Montrond, la composante profonde de type « Mon1-2 » dont le fractionnement ^{13}C est connu (≈ – 6 ‰ v-PDB) et la variation de l'activité ^{14}C (entre 3,5 et 6,5 PCM), entraine une très faible variation du fractionnement ^{13}C (≈ – 21 ‰ v-PDB) de la composante superficielle.

Dans le cas du mélange de l'échantillon de Saint-Galmier, la composante superficielle dont l'activité ^{14}C est connue (≈ 104 PCM) et la variation du fractionnement ^{13}C (entre – 20 et – 25 ‰ v-PDB) pour la composante superficielle, entraine une faible variation de l'activité ^{14}C (entre 0 et 9 PCM) pour la composante profonde de type « Badoit ».

Pour rappel du chapitre 3 de la partie III, deux équations de mélange ont été déterminées à partir des isotopes ^{13}C et ^{14}C du CITD. Ces équations de mélange permettent d'estimer la répartition de la composante superficielle (α) vis-à-vis de la composante profonde (β = 1 - α).

$$\alpha_{\phi} = \frac{(C_3\phi_3 - C_2\phi_2)}{(C_1\phi_1 - C_2\phi_2)} \qquad (4)$$

$$\alpha_{\theta} = \frac{(C_3\theta_3 - C_2\theta_2)}{(C_1\theta_1 - C_2\theta_2)} \qquad (5)$$

Avec :

α : proportion de la composante superficielle, α_{ϕ}est déduite de (1) et α_{θ}est déduite de (2) ;

β : proportion de la composante profonde (type « Mon1-2 » ou « Badoit ») ;

C_1 : concentration en CITD de la composante superficielle ;

C_2 : concentration en CITD de la composante profonde (type « Mon1-2 » ou « Badoit ») ;

C_3 : concentration en CITD de l'échantillon mesuré (Montrond ou Saint-Galmier).

ϕ_1 : fractionnement en ^{13}C de la composante superficielle ;

ϕ_2 : fractionnement en ^{13}C de la composante profonde (type « Mon1-2 » ou « Badoit ») ;

ϕ_3 : fractionnement en ^{13}C de l'échantillon mesuré (Montrond ou Saint-Galmier) ;

θ_1 : activité ^{14}C de la composant superficielle ;

θ_2 : activité ^{14}C de la composant profonde (type « Mon1-2 » ou « Badoit ») ;

θ_3 : activité ^{14}C de l'échantillon mesuré (Montrond ou Saint-Galmier).

Le Tableau 5 ci-dessous présente une synthèse des valeurs retenues pour l'estimation des proportions de mélange ainsi que leurs incertitudes (mesurées ou déduites).

Tableau 5 – Valeurs de $\delta^{13}C$, $A^{14}C$ et [CITD] retenues pour les différentes composantes impliquées dans le mélange pour le piézomètre de Saint-Galmier et de Montrond. Les valeurs en vert sont les moins soumises aux incertitudes tandis que les valeurs en rouge sont les plus soumises aux incertitudes.

	1 Composante superficielle Echantillon Saint-Galmier	1' Composante superficielle Echantillon Montrond	2 Composante profonde type « Badoit »	2' Composante profonde type « Mon 1-2 »	3 Echantillon mesuré « Saint-Galmier »	3' Echantillon mesuré « Montrond »
C Concentration en CITD (mg/L)	$0 < C_1 < C_3$	$0 < C_1' < C_3'$	$C_2 \approx 3846$	$C_2' \approx 1378$	$C_3 \approx 475$	$C_3' \approx 194$
φ Fractionnement ^{13}C (‰ v-PDB)	$-20 > \varphi_1 > -25$	$\varphi_1' \approx -21$	$\varphi_2 \approx -4{,}9 \pm 0{,}5$	$\varphi_2' \approx -6 \pm 1$	$\varphi_3 \approx -9{,}03 \pm 0{,}01$	$\varphi_3' \approx -19{,}46 \pm 0{,}01$
θ Activité ^{14}C (PCM)	$\theta_1 \approx 104 \pm 2$	$\theta_1' \approx 104 \pm 2$	$0 < \theta_2 < 9$	$\theta_2' \approx 5 \pm 1{,}5$	$\theta_3 \approx 28{,}1 \pm 0{,}3$	$\theta_3' \approx 97 \pm 0{,}5$

On constate d'après le Tableau 5 que les plus grandes incertitudes concernent le fractionnement ^{13}C de la composante superficielle (φ_1), l'activité ^{14}C de la composante profonde de type « Badoit » (θ_2) et surtout, l'estimation des concentrations en CITD des composantes superficielles (C_1 et C_1').

D'après ce constat, il semble intéressant, dans un premier temps, d'exprimer la manière dont varie C_1 en faisant varier notamment φ_1 et θ_2 dans des gammes prédéfinies (Tableau 5) ; puis dans un second temps, d'évaluer comment évolue α et β en fonction de C_1.

D'après les relations qui existent entre les équations (1) et (2) issues du chapitre 3 de la partie III et les équations (4) et (5), il est possible d'écrire les deux équations décrivant la concentration en CITD de la composante profonde, il vient :

Pour les équations (1) et (4),

$$C_{1\,\phi} = \frac{C_2 C_3(\phi_2 - \phi_3)}{C_3(\phi_1 - \phi_3) + C_2(\phi_2 - \phi_1)} \quad (6)$$

Pour les équations (2) et (5),

$$C_{1\,\theta} = \frac{C_2 C_3(\theta_2 - \theta_3)}{C_3(\theta_1 - \theta_3) + C_2(\theta_2 - \theta_1)} \quad (7)$$

A tout instant, le choix des grandeurs qu'elles soient mesurées ou estimées doivent satisfaire la relation $\alpha_\phi = \alpha_\theta$ (a fortiori $\beta_\phi = \beta_\theta$) et $C_{1\,\phi} = C_{1\,\theta}$.

Ces principes sont mis en application ci-après pour l'échantillon de Saint-Galmier avec la composante profonde de type « Badoit » et pour l'échantillon de Montrond avec la composante profonde de type « Mon1-2 ».

- Mélange de Saint-Galmier :

L'estimation des proportions de mélange de l'échantillon de Saint-Galmier, impliquant une composante superficielle et une composante profonde de type « Badoit », est rendu délicate du fait du nombre plus important d'inconnues que pour l'échantillon de Montrond. Ces inconnues correspondent pour l'échantillon de Saint-Galmier à φ_1 et θ_2 et sont définies dans des gammes plus ou moins restreintes. Seules des valeurs de couples φ_1/θ_2 permettent de satisfaire les relations $\beta_\phi = \beta_\theta$ et $C_{1\,\phi} = C_{1\,\theta}$. Autrement dit, une valeur de φ_1 introduite dans l'équation (6) imposera la valeur de θ_2 dans l'équation (7).

Ces couples de valeurs ainsi que leurs implications sur la proportion de mélange β et la concentration C_1 sont illustrés en Figure 47 ci-dessous. Une explication plus précise de l'influence de φ_1 et θ_2 sur β et C_1 est illustrée en Annexe 23.

Pour la Figure 47, dans les conditions d'approximation de ces calculs, on constate que quels que soient les couples de valeurs φ_1/θ_2, la proportion de mélange β et la concentration C_1 en sont que faiblement affectés. Ainsi, les valeurs pour β sont comprises entre 9 et 9,8 % et pour C_1 entre 107,4 et 140,6 mg/L.

Arbitrairement, le couple de valeurs φ_1/θ_2 sélectionné correspond à φ_1 = - 22 ‰ v-PDB et θ_2 = 4,1 PCM. La proportion de mélange de la composante profonde β est estimée à environ 9,4 % pour une concentration de la composante superficielle C_1 d'environ 125,7 mg/L.

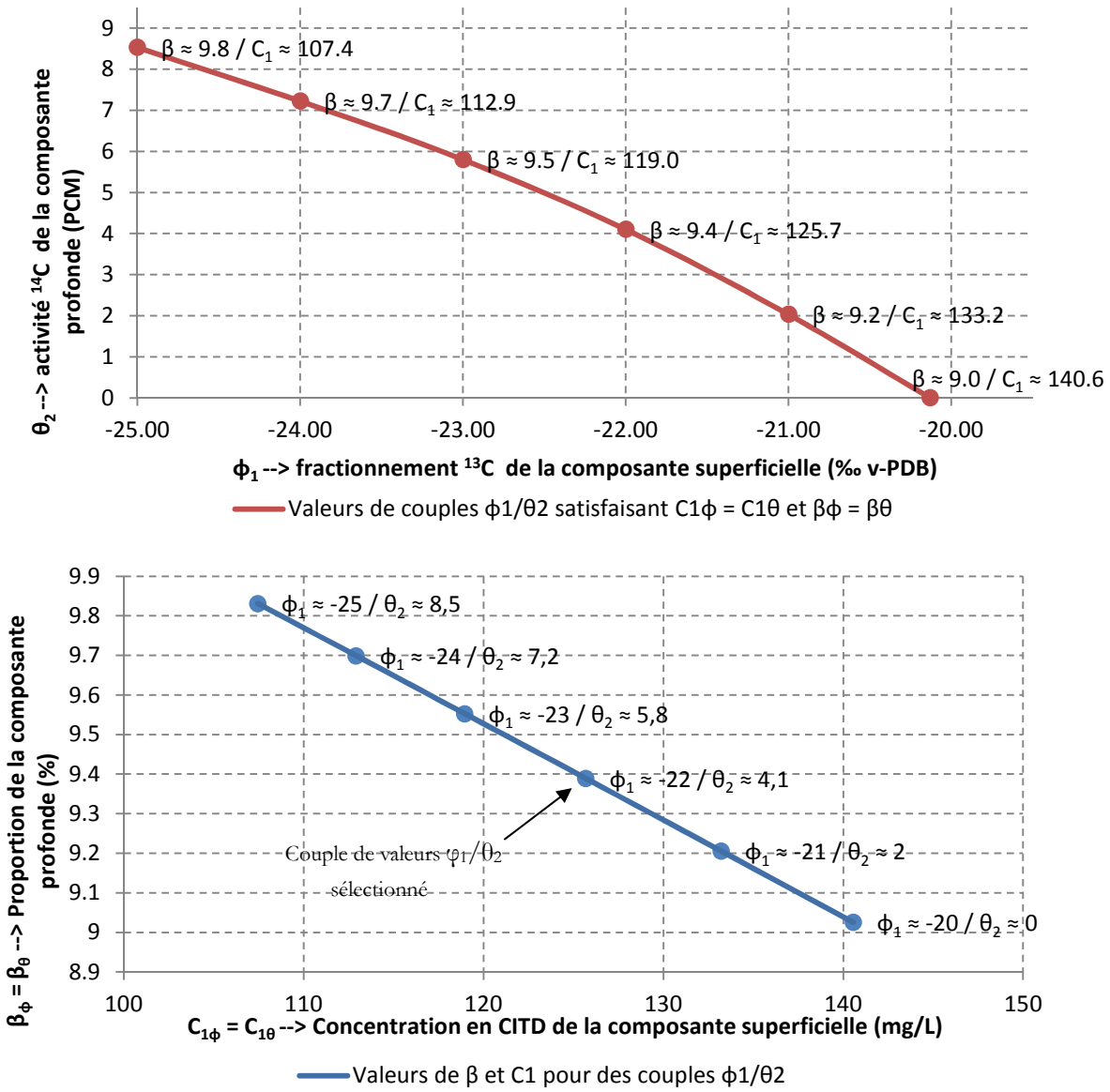


Figure 47 - Couples de valeurs φ_1/θ_2 permettant de satisfaire $\beta_\varphi = \beta_\theta$ et $C_{1\varphi} = C_{1\theta}$ et leurs influences le mélange de Saint-Galmier impliquant une composante superficielle et une composante profonde de type « Badoit ».

A partir de ce choix du couple φ_1/θ_2, il est possible d'observer la manière dont évolue la proportion de mélange en faisant varier la concentration de la composante profonde C_2. L'expression graphique de l'influence de C_2 sur le mélange est illustrée en Annexe 24. Ce graphique montre qu'une bonne estimation de la concentration de la composante profonde est importante dans la mesure où son influence sur le mélange n'est pas linéaire et peut être importante.

Une analyse de sensibilité plus large a été réalisée et est présentée en Annexe 25. Le Tableau 6 ci-dessous, récapitule de manière synthétique l'analyse de sensibilité du mélange de Saint-Galmier.

Tableau 6 – Synthèse de l'analyse de sensibilité sur les proportions de mélange de l'échantillon de Saint-Galmier

Proportion de la composante superficielle (%)	Proportion de la composante profonde (%)
$81 < \alpha < 94$	**$6 < \beta < 19$**

Ainsi, la proportion de la composante profonde retenue pour le mélange n'est pas négligeable et se situe entre 6 et 19 %.

- Mélange de Montrond :

L'estimation des proportions de mélange de l'échantillon de Montrond, impliquant une composante superficielle et une composante profonde de type « Mon1-2 », est plus simple que pour l'échantillon de Saint-Galmier du fait que seule la valeur de φ_1 est inconnue. La valeur de θ_2 introduite dans l'équation (7) permet d'imposer la valeur de φ_1, ainsi, pour θ_2 = 5 PCM, on obtient φ_1 = - 20,5 ‰ v-PDB.

Dans les conditions d'approximation de ces calculs, la proportion de mélange de la composante profonde β est estimée à environ 1 % pour une concentration de la composante superficielle C_1 d'environ 182,1 mg/L.

L'expression graphique de l'influence de C_2 sur le mélange est illustrée en Annexe 24. Ce graphique montre que la variation de la concentration C_2 affecte dans une moindre mesure la proportion de mélange.

Comme pour l'échantillon de Saint-Galmier, une analyse de sensibilité plus large a été réalisée et est présentée en Annexe 25. Le Tableau 7 ci-dessus, récapitule de manière synthétique l'analyse de sensibilité du mélange de Montrond.

Tableau 7 - Synthèse de l'analyse de sensibilité sur les proportions de mélange de l'échantillon de Montrond

Proportion de la composante superficielle (%)	Proportion de la composante profonde (%)
$98 < \alpha < 99$	**$1 < \beta < 2$**

Ainsi, la proportion de la composante profonde de type « Mon1-2 » retenue pour le mélange est très faible et se situe entre 1 et 2 %. Pour un apport profond de type « Badoit », les proportions ont aussi été estimées et donnent des résultats assez comparables (entre 1 et 2 %).

IV.1.2.3. Synthèse des résultats hydrogéochimiques et isotopiques

Ce paragraphe présente l'apport des analyses hydrogéochimiques et isotopiques sur la compréhension du fonctionnement des aquifères.

L'interprétation des résultats hydrogéochimiques et isotopiques a permis d'une part, de mettre en évidence l'origine ou les origines de la recharge pour les quatre piézomètres de suivi de la plaine du Forez et d'autre part, de préciser les interactions eau-atmosphère-sol-roche.

Pour les piézomètres de Cleppé et Chalain, dont l'origine de la recharge est unique et superficielle, leur variabilité hydrogéochimique et isotopique est importante. Seule l'activité ^{14}C est comparable et s'apparente à l'activité du ^{14}C atmosphérique actuelle (cf. la figure sur l'excès de radiocarbone dans l'atmosphère de l'Annexe 17). Bien que l'on dispose que de peu de valeurs, les analyses en ^{2}H et ^{18}O tendent à confirmer qu'une partie de la recharge de Cleppé provient d'eaux pouvant s'apparenter à celles du Lignon et donc à fortiori du Béal.

Pour les piézomètres de Saint-Galmier et Montrond, dont les origines de la recharge sont multiples ou supposées multiples, une ou des composantes profondes supplémentaires semblent intervenir dans des proportions plus ou moins importantes. Ces composantes profondes (« Mon1-2 » et « Badoit »), inventoriées comme eaux minérales carbo-gazeuses présentent des caractéristiques chimiques distinctes. Les éléments comparables sont les fractionnements ^{13}C et l'activité ^{14}C qui ont été mesurés ou déduits des hypothèses de mélange. Sous couvert d'hypothèses fortes, supposant que la composante profonde se comporte chimiquement comme la composante superficielles, la proportion de ces eaux profondes a pu être estimée par rapport à la composante superficielle.

Ces essais d'estimations de proportions de mélange, qu'ils soient réalisés pour l'échantillon de Montrond ou de Saint-Galmier, sont entachés de nombreuses incertitudes relatives aux caractéristiques isotopiques et à la concentration en CITD des composantes intervenant dans les mélanges. Toutefois, ces essais ont aussi pour objectif d'examiner comment la variation de ces incertitudes affecte les proportions de mélange.

Par ailleurs, la mise en équation et le regroupement de toutes les hypothèses ont permis de restreindre le champ des possibilités que ce soit pour les concentrations en CITD, les caractéristiques isotopiques de chaque composante, mais aussi des proportions de mélange.

De plus, la mise en évidence de ces apports en eaux profondes (Saint-Galmier et Montrond), montre qu'ils ne sont pas généralisés spatialement et qu'ils s'expriment dans des proportions différentes vis-à-vis de la recharge d'origine superficielle. Ces résultats prouvent qu'il est nécessaire d'employer une même méthodologie sur de nombreux points (répartis de façon régulière) tout au long de la plaine du Forez. Ce nouvel échantillonnage permettra de cartographier précisément les zones affectées par la recharge profonde et d'en estimer grossièrement les volumes mis en jeu.

Même si des doutes sur les interprétations peuvent parfois subsister (notamment pour l'échantillon de Montrond), la mise en évidence des différentes origines de la recharge n'aurait jamais pu être déterminée par l'analyse des signaux piézométriques et très difficilement à partir d'une modélisation déterministe complète des alluvions de la plaine du Forez.

Ainsi, ces résultats apportent des informations précieuses implémentées dans les modèles « 2D coupe » et semblent indispensables pour envisager une modélisation généralisée de l'hydrosystème.

Dans cette optique de modélisation généralisée, davantage d'analyses géochimiques réparties au sein des alluvions superficielles, permettraient d'identifier éventuellement d'autres composantes de la recharge et de conforter les composantes déjà identifiées.

Dans un contexte de changement climatique dont les conséquences pourraient se traduire par une diminution de la recharge par les précipitations, les apports profonds n'en seraient pas affectés dans les mêmes échéances temporelles. Les zones concernées par des recharges significatives en eaux profondes pouvant être potentiellement moins vulnérables aux aléas climatiques affectant immédiatement la recharge superficielle.

IV.1.3. Limites et perspectives d'amélioration des résultats de l'approche géochimique des écoulements

Ce paragraphe traite des limites des résultats géochimiques et propose des perspectives d'amélioration.

- Représentativité des résultats

La principale incertitude dans les calculs de proportion de mélange est liée à la représentativité des composantes identifiées. Faute de pouvoir isoler aisément par des mesures terrain le contenu isotopique et la concentration en CITD de la composante superficielle, les perspectives d'amélioration de ces estimations passent notamment par la collecte d'un nombre plus important d'échantillons permettant de définir de manière plus rigoureuse la variabilité hydrogéochimique et isotopique de cette composante.

Une autre piste complémentaire consiste à mesurer une ou plusieurs autres substances dissoutes agissant comme un traceur des eaux pour ajouter des équations supplémentaires permettant de contraindre d'avantage les proportions de mélange.

Ces substances pourraient être constituées par les éléments traces dissous (notamment le Li et le Sr), en accord avec le contexte géologique (lithologique) particulier du graben du Forez.

- Variabilité temporelle des résultats hydrogéochimiques et isotopiques

Afin de juger de la variabilité temporelle des résultats hydrogéochimiques et isotopiques, des analyses à différentes périodes de l'année (par exemple en période hautes eaux et de basses eaux) au cours du cycle hydrologique peuvent être envisagées. En effet, si une variabilité temporelle de la chimie et de la géochimie des eaux est mise en évidence, les proportions de mélanges peuvent en être affectées. Faute d'information et d'identification sur les chroniques piézométriques, ces apports profonds ont été interprétés comme constants (ou très peu variant).

- Complexité des interactions eau-atmosphère-sol-roche

La complexité des interactions eau-atmosphère-sol-roche, ainsi que les phénomènes de mélange, ne permettent pas d'envisager une datation réaliste des eaux échantillonnées. Les modèles correctifs classiquement utilisés ne s'appliquent pas aux échantillons analysés. La plupart des échantillons ayant des activités ^{14}C assez importantes (Chalain, Cleppé et Montrond), l'estimation de l'activité initiale (A_0) de l'atmosphère est assez hasardeuse pour des âges récents du fait des perturbations anthropiques liées aux essais nucléaires dans l'atmosphère (voir la figure sur les excès de radiocarbone dans l'atmosphère en Annexe 17).

En revanche, ce qui semble assez probable concernant des ordres de grandeur de l'âge des eaux est décrit ci-dessous :

Pour les composantes superficielles (libre et pseudo-libre) de la recharge, l'âge des eaux est actuelle à récente (moins de 50 ans). Cet âge récent étant lié à la proximité des zones d'infiltration et au transfert rapide au sein des alluvions (perméabilités entre 10^{-3} et 10^{-4} m/s).

Pour la composante profonde (assimilée aux forages de Mon1 et 2), les âges oscillent entre quelques milliers d'années et plus de 10 000 ans [GAL, 2005] ; [RENAC et Al., 2010]. Il est par ailleurs probable que pour les eaux profondes de type « Badoit » l'âge des eaux soit supérieurs à 1000 ans.

Chapitre 2 – Résultats et discussions sur l'approche physique des écoulements

Ce chapitre est dédié aux résultats de l'approche physique avec tout d'abord, la présentation et l'interprétation des résultats des modèles « 2D coupe » passant par les piézomètres de Montrond, Cleppé, Chalain et Saint-Galmier et ensuite, les implications de ces résultats sur la compréhension hydrogéologique locale.

IV.2.1. Résultats des modélisations hydrodynamiques

Ce paragraphe présente les résultats de l'approche physique des écoulements , dans un premier temps, la pré-calibration des modèles « 2D coupe » en régime permanent, dans un second temps, l'ajustement en régime transitoire de l'ensemble des paramètres pris en compte dans le cadre de ces scénarios de modélisation ainsi que leur influence sur les hauteurs et les débits simulés et dans un troisième temps, une analyse de la sensibilité de ces paramètres vis-à-vis des variables d'intérêt.

IV.2.1.1. Simulations « 2D coupe » en régime permanent : scénario de moyennes eaux

Lors de l'atteinte du régime permanent, les flux entrants sont exactement compensés par les flux sortants et sont invariants dans le temps. Un état piézométrique stationnaire est alors atteint impliquant qu'il n'y ait pas de variation de stock d'eau (ni le temps, ni le coefficient d'emmagasinement n'interviennent dans l'équation de diffusivité).

La répartition des hauteurs d'eau dans les aquifères modélisés est dépendante de la quantité d'eau entrante (par exemple le flux d'infiltration efficace), des flux sortants (par exemple les surfaces de suintement), de la pente du substratum et de la perméabilité.

Dans la partie précédente de ce mémoire (partie III, chapitre 3), l'infiltration efficace a été estimée à partir d'un bilan hydrique, lui-même ajusté à partir de l'analyse des fluctuations piézométriques. L'étude cartographique (pédologie, géologie et géomorphologie) a permis de discriminer les zones d'infiltration des zones supposées imperméables. Par ailleurs, bien qu'étant potentiellement entachée de nombreuses imprécisions, la pente du substratum a pu être déterminée.

L'élément le moins connu réside dans la perméabilité moyenne des aquifères. Il s'agit d'ajuster cette perméabilité afin de reproduire des conditions piézométriques de moyennes eaux au niveau des quatre piézomètres de suivi tout en conservant des gradients piézométriques cohérents vis-à-vis des connaissances du terrain (Carte 10 en partie II).

Le Tableau 8 présente les résultats de l'ajustement de la perméabilité pour les quatre piézomètres de suivi.

Tableau 8 – Synthèse des résultats des modélisations en régime permanent permettant de reproduire des hauteurs piézométriques moyennes au niveau des quatre piézomètres de suivi. H_{moy} et e_{moy} représentent respectivement la hauteur piézométrique moyenne et l'épaisseur mouillée moyenne sur l'ensemble de la chronique observée. K représente la perméabilité moyenne des l'aquifères observées et simulées. Q_{moy} représente les débits moyens d'exutoire simulés, ramenés à un linéaire. V_{moy} représente la vitesse macroscopique moyenne simulée des écoulements pour une porosité cinématique de 15 %. i_{moy} représente le gradient hydraulique amont/aval moyen observé et simulé. α représente la pente du substratum imperméable.

		Cleppé	Montrond	Chalain	Saint-Galmier
Observation	H_{moy} (m NGF)	324,5	354,5	343,4	371,8
	e_{moy} (m)	5,4	4,2	5,4	3,8
	i_{moy} (%)	1	0,5	0,3	0,6
Simulation	K (m/s)	$3.10^{-4} < K < 8.10^{-4}$	1.10^{-3}	8.10^{-4}	6.10^{-4}
	Q_{moy} (L/h/m)	$57 < Q_{moy} < 151$	123	13	13
	V_{moy} (m/an)	$610 < V_{moy} < 1630$	1700	320	265
	i_{moy} (%)	0,97	0,54	0,19	0,21
	α (%)	0,33	0,6	0	0,06

Pour le régime permanent représentatif de moyennes eaux, il existe une relation de proportionnalité linéaire entre les flux entrants moyens, l'épaisseur mouillée, la pente du substratum et la perméabilité.

A ce stade, il est intéressant de noter que les perméabilités ajustées sont en accord avec les gammes de valeurs des alluvions et respectent les ordres de grandeurs fréquemment rencontrés dans les alluvions de la Loire dans la plaine du Forez (cf. partie II, chapitre 2). Les gradients hydrauliques observés sont extraits de la carte piézométrique en basses eaux présentée en partie II (Carte 10). Ces gradients sont assez bien simulés pour les modèles de Cleppé et Montrond. En revanche, les valeurs des gradients calculés à partir de la piézométrie mesurée pour Chalain et Saint-Galmier sont deux fois plus importantes que les valeurs simulées. Le point commun entre ces deux piézomètres est leur proximité aux bordures des alluvions, or la qualité des gradients hydrauliques représentés est médiocre en bordure de la carte piézométrique (surestimation des gradients lié à l'effet d'extrapolation décrit dans le chapitre 1 en partie II) et peut expliquer ces différences.

Pour le modèle de Cleppé, le régime permanent n'est pas suffisant pour déterminer de manière satisfaisante la perméabilité de l'aquifère. En effet, contrairement aux autres modèles dont on a estimé les entrées par un bilan hydrique, la quantité moyenne d'alimentation issue du ruisseau est difficile à apprécier car les incertitudes sont fortes sur l'état du colmatage et la valeur moyenne de hauteur d'eau du ruisseau. Par ailleurs, pour un phénomène aussi non linéaire que les relations entre ruisseau et nappe, incluant des possibles décrochements du niveau piézométrique, le régime permanent de moyennes eaux n'est pas pertinent pour représenter des flux moyens (non linéarité importante des flux entrants au cours d'un cycle hydrologique).

Ainsi pour ce modèle, la perméabilité, le débit moyen et la vitesse moyenne sont encadrés dans des gammes réalistes présentées dans le Tableau 8. Les simulations en régime transitoire permettront d'ajuster la perméabilité par rapport à la vitesse de décroissance du niveau piézométrique (vitesse de drainage après une période de recharge).

La perméabilité la plus forte concerne l'aquifère de Montrond et reste supérieure à celle de Cleppé. Pour ces deux piézomètres, la vitesse moyenne d'écoulement est assez rapide, le temps de résidence des eaux dans l'aquifère est donc assez court.

Les débits d'exutoire moyens modélisés pour Chalain et Saint-Galmier sont identiques (13 L/h/m). En revanche, la perméabilité du modèle de Chalain (8.10^{-4} m/s) est légèrement plus forte que celle de Saint-Galmier (6.10^{-4} m/s), cette dernière venant compenser le fait que la pente du substratum de l'aquifère de Chalain soit nulle. Pour ces deux piézomètres, les vitesses moyennes d'écoulements sont assez faibles (265 m/an pour Saint-Galmier et 320 m/an pour Chalain), les temps de résidence des eaux sont donc plus longs.

Au vu de ces premiers résultats, il est possible de s'attendre qu'en régime transitoire, le drainage des eaux successif à une recharge soit plus lent pour les aquifères de Chalain et Saint-Galmier que pour les aquifères de Cleppé et Montrond.

IV.2.1.2. Simulations « 2D coupe » en régime transitoire

Conformément à la typologie des fluctuations piézométriques présentées au chapitre 2 de la troisième partie, la qualité des modèles hydrodynamiques transitoires sera évaluée suivant leurs capacités à représenter fidèlement les différents critères : l'amplitude des fluctuations piézométriques, les vitesses de croissance et de décroissance des niveaux d'eau, selon les échelles temporelles (journalières et saisonnières) et ainsi que les éventuels effets d'écrêtage, de retard et de rupture. Le calage du modèle s'effectuera préférentiellement durant les périodes de recharge, c'est-à-dire lors de la montée des niveaux piézométriques. Ces périodes plutôt hivernales sont privilégiées car elles ne sont généralement pas soumises aux pompages agricoles qui peuvent affecter les niveaux piézométriques en été. Ces mêmes pompages ne pouvant pas être pris en compte dans de tels modèles.

Une propriété importante des aquifères, intervenant dans l'équation de diffusivité en régime transitoire, est le coefficient d'emmagasinement. Ce dernier, pour une perméabilité et une intensité de la recharge donnée, sera ajusté pour reproduire l'amplitude des fluctuations piézométriques observées. Par ailleurs, ce coefficient influe, dans une moindre mesure que la perméabilité, sur la réactivité de l'aquifère (vitesse de mise en charge) et sur la vitesse de propagation (diffusivité de l'aquifère) d'une perturbation piézométrique en particulier pour le piézomètre de Cleppé.

Pour les aquifères ayant une couverture argileuse imperméable au droit du piézomètre (Chalain et Saint-Galmier), un soin particulier est porté sur l'évaluation de la distance (D) entre la zone de recharge (sa limite géographique la plus proche) et le piézomètre. Comme la perméabilité et la pente du substratum, cette distance a une influence sur l'inertie de la réponse piézométrique : plus la distance sera faible et plus l'inertie sera faible.

Pour l'aquifère de Cleppé, la perméabilité de la couche de colmatage (K_c) et la perméabilité de l'aquifère ont été conjointement ajustées de manière à respecter d'une part, les hauteurs piézométriques au niveau du piézomètre de Cleppé et d'autre part, la vitesse de drainage de l'aquifère.

Les résultats de l'ajustement des différents paramètres sont présentés dans le Tableau 9 ci-après.

Tableau 9 – Synthèse de l'ajustement des paramètres pour les quatre modèles hydrodynamiques mis en œuvre dans le cadre de ce travail.

	Chalain	Montrond	Saint-Galmier	Cleppé
K (m/s)	8.10^{-4}	1.10^{-3}	$6,5.10^{-4}$	6.10^{-4}
S (-)	0,15	0,1	0,15	0,15
α (%)	0	0,6	0,06	0,33
D (m)	200		400	
RU (mm)	200	40	300	30
K_c (m/s)				$1,3.10^{-5}$

Pour les quatre modèles, les coefficients d'emmagasinement ajustés sont assez comparables et compatibles avec les valeurs souvent rencontrées pour des alluvions.

Les distances entre la zone de recharge et les piézomètres de Chalain et Saint-Galmier sont assez proches de celles déterminées de manière cartographique (respectivement 250 m et 450 m dans le chapitre 2 de la partie III).

La comparaison entre les hauteurs simulées et observées au niveau des quatre piézomètres de suivi est présentée ci-après.

IV.2.1.2.1. Modèle de Chalain

La Figure 48 présente les chroniques de hauteurs piézométriques observées et simulées au niveau du piézomètre de Chalain pour la période du 01/01/2006 au 18/05/2011. Par ailleurs, cette figure présente l'évolution des débits transitant dans l'aquifère au niveau du piézomètre de suivi et à l'exutoire (surface de suintement correspondant à une limite de terrasse).

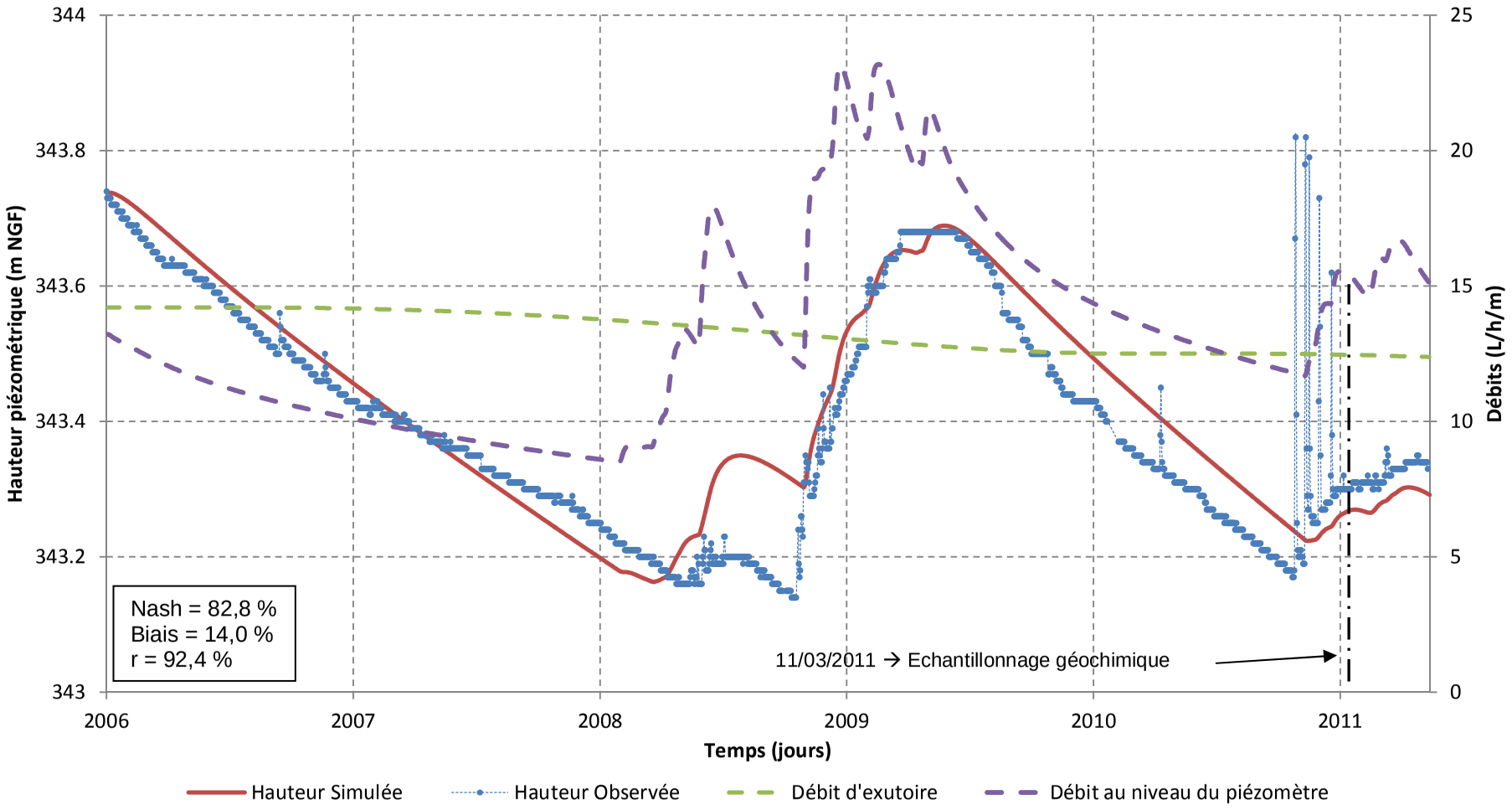


Figure 48 - Comparaison des hauteurs piézométriques observées vis-à-vis des hauteurs simulées pour le modèle « 2D coupe » de Chalain. L'hypothèse de fonctionnement testée concerne une recharge par les précipitations via une zone d'infiltration. La courbe en pointillés de couleur bleue correspond aux hauteurs piézométriques observées, les points représentent l'échantillonnage. La courbe rouge correspond aux hauteurs piézométriques simulées et calibrées. Les courbes tiretées de couleur verte et violette représentent respectivement les variations des débits simulés au niveau de l'exutoire et les variations de débit simulés au niveau du piézomètre. Les courbes représentant les hauteurs piézométriques se lisent sur l'axe vertical de gauche, les courbes représentant l'évolution des débits se lisent sur l'axe vertical de droite. Des critères statistiques « globaux » sont fournis pour juger de la qualité générale de la simulation.

- Hauteurs piézométriques simulées :

D'un point de vue qualitatif, le premier constat réside dans la bonne estimation générale des hauteurs d'eau simulées. D'un point de vue quantitatif, la qualité de cette estimation est confortée par le critère de Nash et le coefficient de corrélation important (respectivement 82,8 et 92,4 %). Le biais est assez faible et indique une légère surestimation moyenne des hauteurs.

Dans le détail, la perméabilité et la répartition temporelle de la recharge (effet de retard et d'écrêtage du sol) semblent être en moyenne bien adaptées pour représenter l'inertie des fluctuations piézométriques mais aussi pour initier les croissances des niveaux piézométriques et pour expliquer les longues périodes de drainage sans recharge. L'intensité de la recharge et l'ajustement du coefficient d'emmagasinement permettent de reproduire des amplitudes de fluctuation piézométrique réalistes (entre 10 et 50 cm).

La pente du substratum et la perméabilité permettent de représenter des pentes de drainage simulées analogues aux pentes observées (par exemple pour la période de 2009 à 2011).

La première différence concerne l'intensité de la recharge (et/ou la valeur du coefficient d'emmagasinement) qui n'est pas toujours parfaitement estimée. La recharge à l'origine des fluctuations piézométriques semble être surévaluée en mars 2008 et sous-évaluée en novembre 2010.

La seconde différence, moins perceptible, concerne l'inertie de la réponse piézométrique (effet couplé du sol et de la perméabilité). Elle est tantôt légèrement sous-estimée, comme c'est le cas pour une initiation de croissance piézométrique simulée débutant le 12/04/2008 tandis qu'elle a véritablement lieu à la date du 10/05/2008, soit environ un mois plus tôt. Elle est tantôt légèrement surestimée, comme c'est le cas pour une initiation de croissance piézométrique simulée débutant le 26/10/2010 tandis qu'elle a véritablement lieu à la date du 28/11/2010, soit environ un mois plus tard.

Ces deux petites différences sont probablement le fait des nombreuses incertitudes dans l'établissement du bilan hydrique et dans la non prise en compte du transfert en zone non saturée. Une critique du bilan hydrique sera détaillée par la suite.

Une dernière différence concerne une légère rupture de pente à partir de début août 2009 pour les hauteurs piézométriques observées. Cette légère rupture de pente n'est pas représentée par les simulations d'où une légère surestimation des niveaux d'eau. Au vu de la période à laquelle a lieu cette décroissance, elle est probablement liée à l'influence de pompages estivaux.

- Débits simulés :

Le Tableau 10 ci-dessous, présente quelques statistiques sur les débits simulés telles que la moyenne, le minimum, le maximum et l'écart type.

Tableau 10 – Statistiques descriptives sur les débits remarquables transitant dans l'aquifère de Chalain. La distance de transfert entre le piézomètre et l'exutoire est d'environ 2500 m.

	Débits simulés (L/h/m)	
	Débit au niveau du piézomètre	Débit au niveau de l'exutoire
Moyenne	13,3	13,3
Minimum	8,5	12,4
Maximum	23,2	14,2
Ecart type	3,7	0,7

La Figure 48 montre que les variations de débits sont synchrones avec les fluctuations des hauteurs au niveau du piézomètre. Toutefois ces fluctuations sont moins nuancées, se traduisant par des variations importantes pouvant passer du simple au triple (de 8,5 à 22,3 L/h/m). En effet, la valeur moyenne est de 13,3 L/h/m pour un écart type de 3,7.

La tendance est inversée au niveau de l'exutoire, les variations de débit sont très faibles (de 12,4 à 14,2 L/h/m) et très progressives. La moyenne est naturellement la même que celle transitant par le piézomètre car on considère qu'il n'y a pas de recharge entre le piézomètre et l'exutoire du fait de la présence de la couche imperméable. Les influences des épisodes de recharges sont très difficiles à distinguer et ces dernières sont très retardées dans le temps. Cette très forte inertie et ces très faibles variations de débits sont liées à la perméabilité et du coefficient d'emmagasinement pour une distance de transfert d'environ 2500 mètres.

IV.2.1.2.2. Modèle de Saint-Galmier

La Figure 49 présente les chroniques de hauteurs piézométriques observées et simulées au niveau du piézomètre de Saint-Galmier pour la période du 15/05/1999 au 18/05/2011 ainsi que l'évolution des débits au niveau du piézomètre de suivi et à l'exutoire.

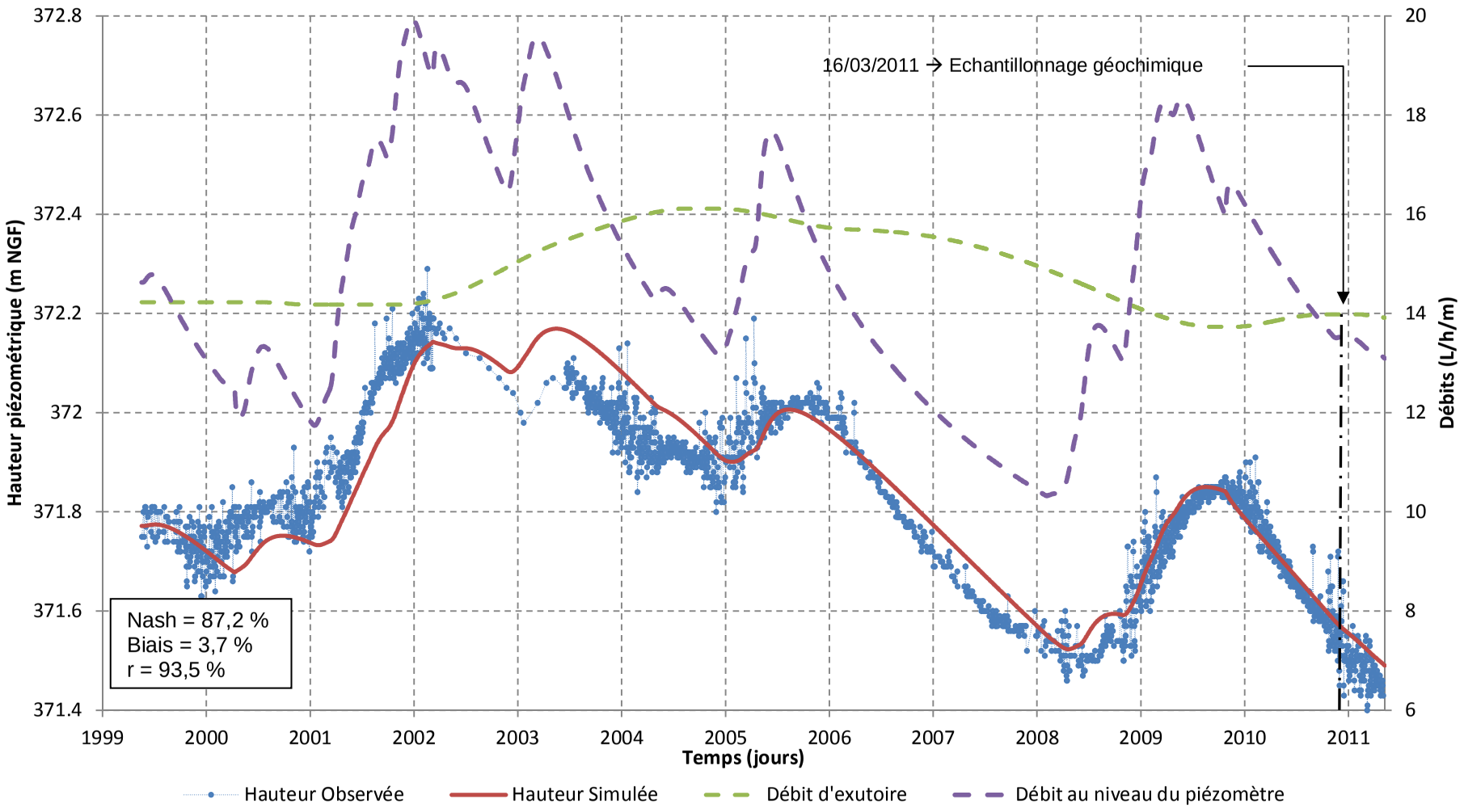


Figure 49 - Comparaison des hauteurs piézométriques observées vis-à-vis des hauteurs simulées pour le modèle « 2D coupe » de Saint-Galmier. L'hypothèse de fonctionnement testée concerne une recharge par les précipitations via une zone d'infiltration et une recharge par des apports profonds (environ 10 % du débit). La courbe en pointillés de couleur bleue correspond aux hauteurs piézométriques observées, les points représentent l'échantillonnage. La courbe rouge correspond aux hauteurs piézométriques simulées et calibrées. Les courbes tiretées de couleur verte et violette représentent respectivement les variations des débits simulés au niveau de l'exutoire et les variations de débit simulés au niveau du piézomètre. Les courbes représentant les hauteurs piézométriques se lisent sur l'axe vertical de gauche, les courbes représentant l'évolution des débits se lisent sur l'axe vertical de droite. Des critères statistiques « globaux » sont fournis pour juger de la qualité générale de la simulation.

- Hauteurs piézométriques simulées :

Les constats sur les hauteurs simulées sont assez semblables à ceux issus du modèle de Chalain, l'estimation générale est bonne avec un critère de Nash supérieur à 87 % et un coefficient de corrélation de 93,5 %. L'inertie, l'amplitude et les pentes de drainage sont en moyenne assez bien représentées. Le biais de 3,7 % indique quant à lui une très légère tendance à la surestimation des hauteurs simulées.

La différence la plus marquante concerne la pente de décroissance simulée sur l'année 2002 qui semble trop faible par rapport à celle observée. De plus, la remontée du niveau piézométrique simulé à lieu le 19/11/2002 tandis qu'en réalité, elle a lieu le 24/01/2003, soit un mois plus tard ce qui accentue l'impression de surestimation des hauteurs sur cette période. Comme pour Chalain, les suppositions avancées pour expliquer ces différences sont probablement liées à des pompages et aux incertitudes sur les composantes du bilan hydrique.

Cette remarque sur une possible influence des pompages est probablement aussi valable pour la légère sous-estimation des pentes de drainage entre 2006 et 2008 et celle entre 2010 et 2011.

Une autre différence concerne l'année 2000 pour laquelle l'augmentation du niveau piézométrique à la suite d'une recharge a eu lieu le 18 février, tandis que l'accroissement des niveaux simulés début environ un mois plus tard, le 22 mars. Cette différence, est encore une fois liée aux approximations du bilan hydrique, qui a pour conséquence la sous-estimation des hauteurs d'eau durant les années 2000 et 2001.

- Débits simulés :

Le Tableau 11 ci-dessous, présente quelques statistiques sur les débits simulés au niveau du piézomètre et de l'exutoire.

Tableau 11 – Statistiques descriptives sur les débits remarquables transitant dans l'aquifère de Saint-Galmier. La distance de transfert entre le piézomètre et l'exutoire est d'environ 1600 m.

	Débits simulés (L/h/m)	
	Débit au niveau du piézomètre	Débit au niveau de l'exutoire
Moyenne	14,8	14,8
Minimum	10,3	13,7
Maximum	19,9	16,1
Ecart type	2,5	0,8

Comme pour le modèle de Chalain, au niveau du piézomètre, les variations de débits sont synchrones avec les fluctuations piézométriques tout en étant plus nuancées (de 10,3 à 19,9 L/h/m). Le débit moyen de 14,8 L/h/m est très proche de celui de Chalain, l'écart type de 2,5 est quant à lui légèrement plus faible. Le fait que l'écart type soit plus faible que celui de Chalain (pour une moyenne identique) provient de la distance de transfert dans l'aquifère. Cette distance est plus grande que celle de Chalain, ceci implique un lissage temporel plus important des débits.

Comme pour le modèle de Chalain, l'évolution des débits au niveau de l'exutoire présente des variations plus faibles qu'au niveau du piézomètre (de 13,7 à 16,1 L/h/m). Toutefois, cette atténuation des amplitudes de variations des débits à l'exutoire est moins marquée que pour l'aquifère de Chalain. En effet, il est possible d'observer plus distinctement les variations liées à des épisodes de recharge. Cette différence entre les deux modèles est liée à la différence de perméabilité mais aussi et surtout à la différence de distance de transfert entre le piézomètre et l'exutoire (2500 m pour Chalain et 1600 m pour Saint-Galmier).

L'inertie se situe entre une et deux années pour une distance de transfert dans l'aquifère d'environ 1600 mètres.

- Apports profonds :

Contrairement au modèle de Chalain, les approches géochimiques ont permis d'identifier et de quantifier des apports profonds. Dans le chapitre précédent, la proportion de ces apports a été estimée à environ 10 % de la quantité d'eau totale transitant au travers du piézomètre. L'échantillonnage a eu lieu le 16/03/2011, le débit de transfert simulé sans tenir compte des apports profonds est d'environ 12 L/h/m. Le débit d'apports d'eaux profondes est alors d'environ 10 m^3/an/m soit 1,2 L/h/m. Ce débit est considéré comme constant et est alors pris en compte dans une nouvelle simulation. Ce débit est implémenté comme un flux imposé et est localisé en amont hydraulique du piézomètre. La Figure 49 est l'expression des hauteurs et des débits qui prennent en compte ces apports.

Il va de soi que pour cette augmentation du débit lié aux apports profonds, la perméabilité a été modifiée en conséquence. Ceci explique la légère différence entre la valeur de perméabilité du régime permanent (ne prenant pas en compte les apports profonds) et la valeur de perméabilité en régime transitoire (passage de 6.10^{-4} à $6,5.10^{-4}$ m/s).

IV.2.1.2.3. Modèle de Montrond

La Figure 50 présente les chroniques de hauteurs piézométriques observées et simulées au niveau du piézomètre de Montrond pour la période du 01/06/2006 au 18/05/2011 ainsi que l'évolution des débits au niveau du piézomètre de suivi et à l'exutoire.

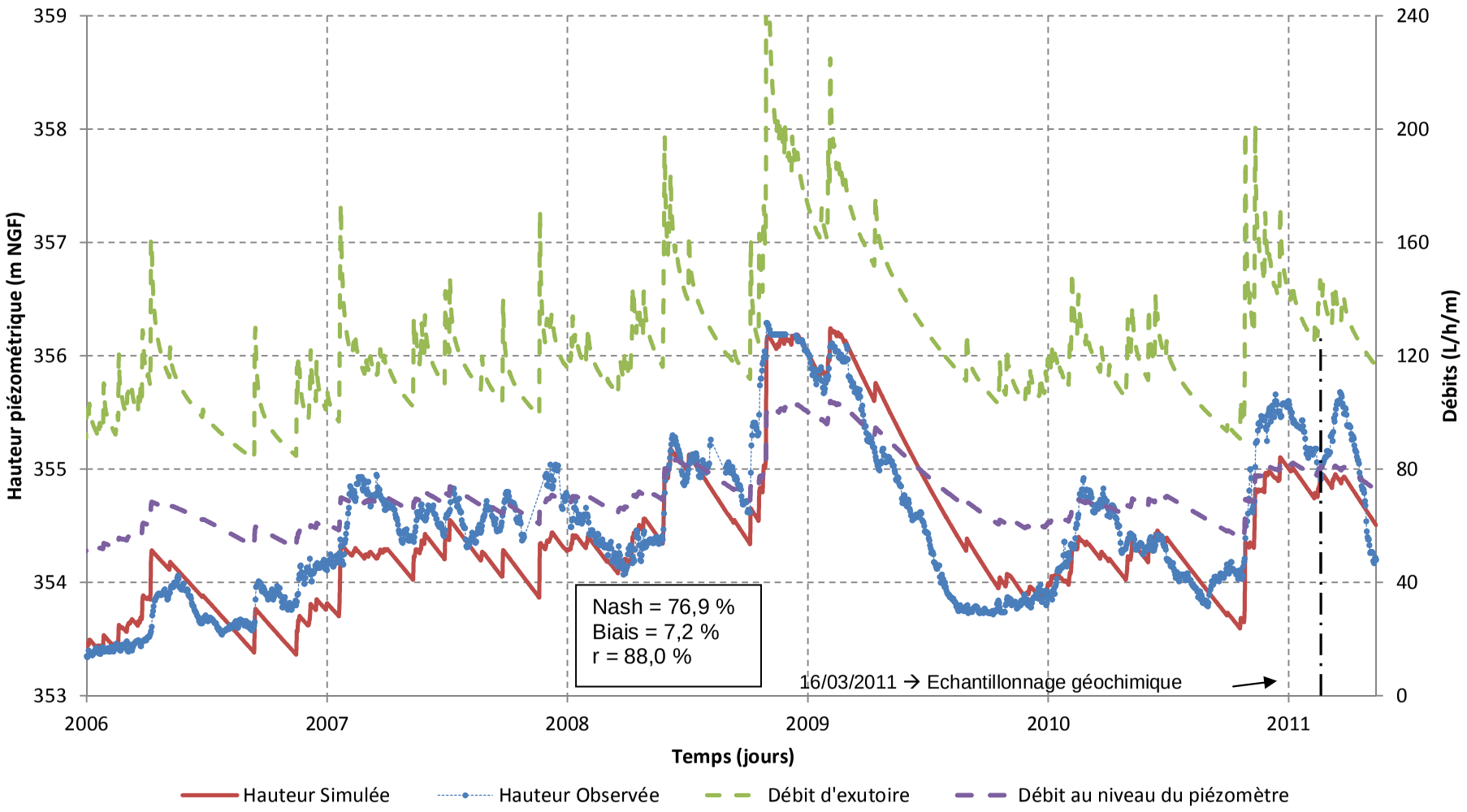


Figure 50 - Comparaison des hauteurs piézométriques observées vis-à-vis des hauteurs simulées pour le modèle « 2D coupe » de Montrond. L'hypothèse de fonctionnement testée concerne une recharge par les précipitations et une recharge par des apports profonds (environ 1,5 % du débit). La courbe en pointillés de couleur bleue correspond aux hauteurs piézométriques observées, les points représentent l'échantillonnage. La courbe rouge correspond aux hauteurs piézométriques simulées et calibrées. Les courbes tiretées de couleur verte et violette représentent respectivement les variations des débits simulés au niveau de l'exutoire et les variations de débit simulés au niveau du piézomètre. Les courbes représentant les hauteurs piézométriques se lisent sur l'axe vertical de gauche, les courbes représentant l'évolution des débits se lisent sur l'axe vertical de droite. Des critères statistiques « globaux » sont fournis pour juger de la qualité générale de la simulation.

- Hauteurs piézométriques simulées :

En moyenne, les hauteurs d'eau simulées représentent assez fidèlement les variations piézométriques observées et ce quelle que soit l'échelle temporelle (météorologique et saisonnière). Le critère de Nash et le coefficient de corrélation, respectivement 76,9 et 88,0 %, sont plus faibles que pour les modèles de Chalain et Saint-Galmier. Le biais de 7,2 % indique quant à lui une légère tendance à la surestimation des hauteurs simulées, principalement lors des périodes de décroissance des niveaux piézométriques.

Contrairement aux aquifères de Chalain et Saint-Galmier, l'ajustement des hauteurs est plus subtile car il concerne simultanément deux échelles temporelles (météorologique et saisonnière).

Une fois encore l'ajustement du bilan hydrique semble être en moyenne assez adapté à ces deux échelles temporelles du fait de la prise en compte de l'effet réservoir du sol et de la variation temporelle de l'évapotranspiration (faible d'octobre à avril et forte de mai à septembre).

Dans le détail, l'amplitude des variations à l'échelle saisonnière est simulée de manière très satisfaisante pour la période de novembre 2008 à mars 2009 mais semble sous-évaluée pour la période s'étalant d'octobre 2010 à mai 2011. Cette sous-évaluation des niveaux est liée au fait que la recharge ayant eu lieu quelques mois avant octobre 2010, elle ait été « occultée » par le bilan hydrique.

Pour les petites variations à l'échelle météorologique, la courbe simulée est plus « saccadée » qu'en réalité ; ceci est notamment lié aux simplifications de modélisation notamment à la non prise en compte de la zone non saturée. Par ailleurs, presque tous les pics à échelle météorologique sont représentés même si l'amplitude des fluctuations n'est pas toujours parfaitement respectée. Seuls les pics de juillet 2008 et septembre 2009 ne sont pas nettement représentés. Ces deux évènements ont pour particularité de survenir en été lorsque les réserves en eau des sols sont faibles et l'évapotranspiration est maximale. Il n'est pas improbable que l'irrigation des terres agricoles durant ces périodes augmente de manière artificielle la réserve en eau des sols et permette ainsi de favoriser l'infiltration de précipitations vers la nappe.

La pente de décroissance des niveaux piézométriques débutant en mars 2009 semble sous-estimée par le modèle. Afin de mieux représenter cette décroissance, des perméabilités plus importantes ont été testées. Pour des perméabilités plus importantes ou une pente du substratum plus forte, cette décroissance est mieux représentée, toutefois la quantité de flux entrants ajoutée pour maintenir une épaisseur mouillée compatible avec celle observée, est trop importante. De plus, cet ajustement de perméabilité ne permet pas le calage du modèle sur les autres périodes.

L'hypothèse de l'influence des pompages agricoles estivaux est une nouvelle fois avancée et permettrait d'expliquer l'augmentation des vitesses de drainages sur des périodes restreintes.

- Débits simulés :

Comme pour les modèles précédents, le Tableau 12 ci-dessous, présente quelques statistiques à propos des débits simulés au niveau du piézomètre et de l'exutoire.

Tableau 12 – Statistiques descriptives sur les débits remarquables transitant dans l'aquifère de Montrond. La distance de transfert entre le piézomètre et l'exutoire est d'environ 1750 m.

	Débits simulés (L/h/m)	
	Débit au niveau du piézomètre	Débit au niveau de l'exutoire
Moyenne	71,8	124,6
Minimum	52,2	84,7
Maximum	105,2	332,3
Ecart type	12,0	25,8

Comme pour les modèles de Chalain et Saint-Galmier, au niveau du piézomètre, les variations de débits sont synchrones avec les fluctuations piézométriques. Ces débit sont très variables et peuvent passer de 52,2 à 105,2 L/h/m, soit un peu plus du simple au double. L'écart type de 12,0 est plus important que pour les modèles de Chalain et Saint-Galmier car la moyenne de 71,8 L/h/m est beaucoup plus élevée.

Contrairement aux modèles de Chalain et Saint-Galmier, l'évolution des débits au niveau de l'exutoire présente des variations plus importantes qu'au niveau du piézomètre, pouvant varier de 84,7 à 332,3 L/h/m (soit environ du simple au quadruple). La moyenne des débits a elle aussi sensiblement augmentée, elle passe à 124,6 L/h/m. Cette augmentation correspond au supplément de recharges issues des précipitations s'infiltrant plus à l'aval.

Une autre différence importante par rapport aux deux modèles précédents, est le faible retard et lissage des débits d'exutoire (faible inertie). La perméabilité, la pente du substratum et le gradient hydraulique font que cet aquifère a une très faible inertie en réponse à la recharge issue des précipitations.

- Apports profonds :

Tout comme le modèle de Saint-Galmier, les approches géochimiques ont permis de déceler des apports profonds et de les quantifier. La proportion de ces apports a été estimée à environ 1,5 % de la quantité d'eau totale transitant au travers du piézomètre. L'échantillonnage a eu lieu le 16/03/2011, le débit de transfert simulé sans tenir compte des apports profonds est d'environ 80 L/h/m. Le débit d'apport d'eaux profondes calculé est identique à celui calculé pour le modèle de Saint-Galmier (environ de 10 m^3/an/m soit 1,2 L/h/m) et est pris en compte dans une nouvelle simulation.

Contrairement au modèle de Saint-Galmier, l'augmentation du débit lié aux apports profonds ne nécessite pas de véritable réajustement de la perméabilité.

Il est très intéressant de noter que le débit d'apport profond est similaire à celui de Saint-Galmier, seule la proportion de mélange entre la composante superficielle et profonde est différente. Ce résultat peut amener à penser que les apports profonds pour Montrond et Saint-Galmier proviennent tous deux de remontées le long des failles en bordure de graben. Ces apports sont ensuite redistribués dans les aquifères.

IV.2.1.2.4. Modèle de Cleppé

La Figure 51 présente les chroniques de hauteurs piézométriques observées et simulées au niveau du piézomètre de Cleppé pour la période du 01/01/1995 au 18/05/2011. Pour des raisons de lisibilité, seule l'évolution des débits au niveau de l'exutoire est présentée. Cette chronique étant particulièrement longue elle a été fractionnée en Annexe 26.

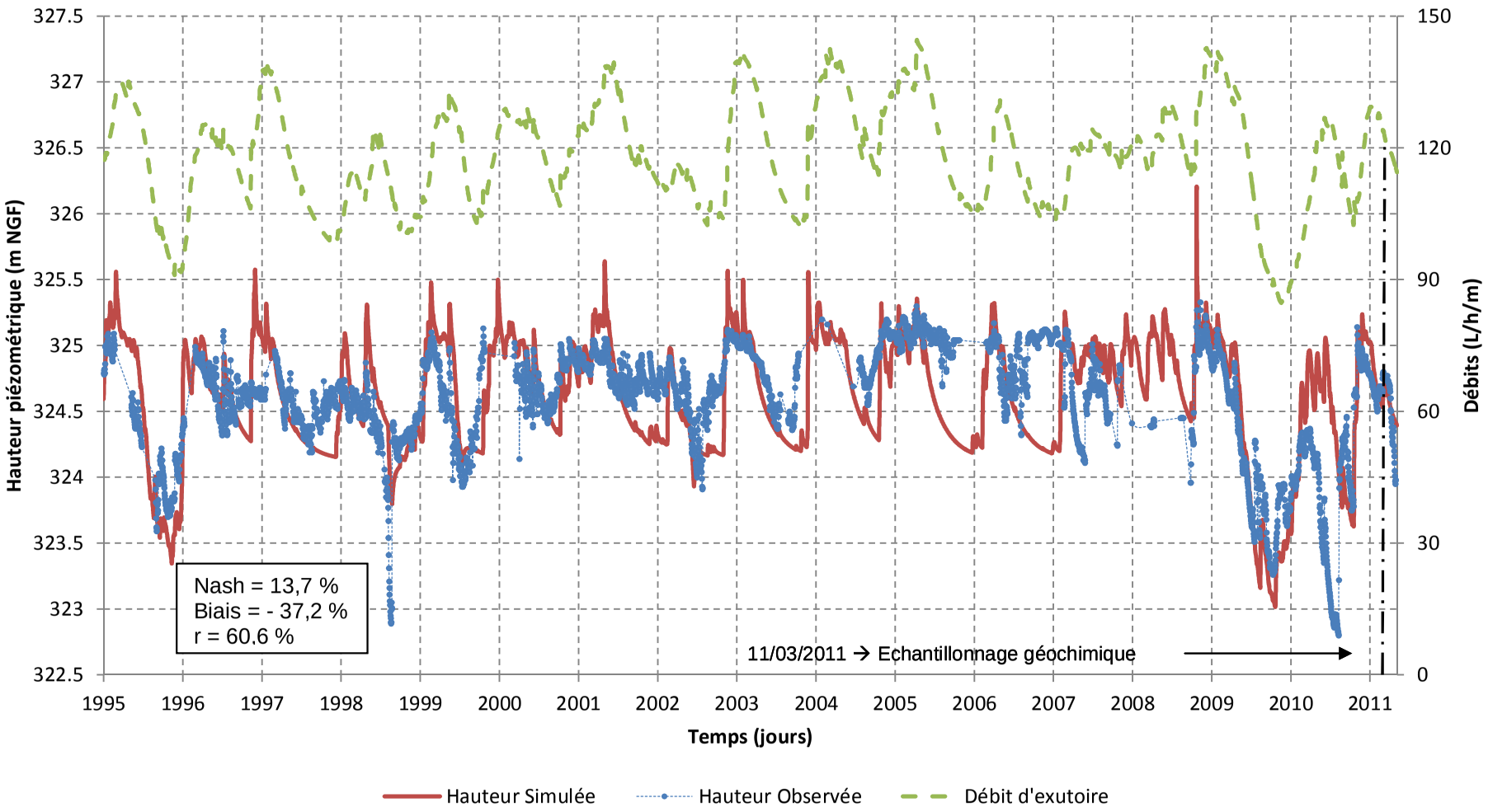


Figure 51 – Comparaison des hauteurs piézométriques observées vis-à-vis des hauteurs simulées pour le modèle « 2D coupe » de Cleppé. L'hypothèse de fonctionnement testée concerne une recharge par le débit de fuite du ruisseau du Béal et par les précipitations. La courbe en pointillés de couleur bleue correspond aux hauteurs piézométriques observées, les points représentent l'échantillonnage. La courbe rouge correspond aux hauteurs piézométriques simulées et calibrées. La courbe tiretée de couleur verte représente les variations des débits simulés au niveau de l'exutoire. Les courbes représentant les hauteurs piézométriques se lisent sur l'axe vertical de gauche, la courbe représentant l'évolution des débits se lit sur l'axe vertical de droite. Des critères statistiques « globaux » sont fournis pour juger de la qualité générale de la simulation.

- Hauteurs piézométriques simulées :

Il est intéressant de signaler qu'une simulation ne considérant qu'une recharge unique issue des précipitations a été mise en œuvre au niveau du piézomètre de Cleppé. Les résultats de cette simulation concernant les hauteurs d'eau et les débits sont présentés en Annexe 27. Au vu des résultats de la simulation, il apparaît de manière évidente que l'hypothèse d'une recharge unique par les précipitations n'est pas satisfaisante pour reproduire fidèlement les hauteurs observées. Par ailleurs, la perméabilité ajustée pour reproduire les hauteurs mouillées observées semble assez faible ($1{,}6.10^{-4}$ m/s). Cette perméabilité semble moins réaliste que celle incluant l'influence du Béal.

Le contexte hydrogéologique du piézomètre de Cleppé est plus compliqué que pour les précédents aquifères du fait des interactions avec le ruisseau du Béal. De plus, les fluctuations du ruisseau sont inconnues et donc difficiles à transcrire sous forme de condition limite.

Malgré cette complexité, le modèle de Cleppé semble cohérent pour un certain nombre d'années (1995, 1996, 1999, 2000, 2001, 2003, 2005, 2009 et 2011). Pour ces périodes bien modélisées, les inerties, amplitudes et pentes de croissance et de décroissance des niveaux piézométriques sont bien représentées.

Cependant, la simulation des hauteurs est moins adaptée pour le reste de la chronique (1997, 1998, 2002, 2004, 2006, 2007, 2008 et 2010) ce qui a pour conséquence de diminuer fortement le critère de Nash et le coefficient de corrélation, qui correspondent respectivement à 13,7 et 60,6 %. Le biais de – 37,2 % montre qu'en moyenne les hauteurs d'eau simulées sont sous-estimées de manière importante. Cette sous-estimation n'est pas répartie régulièrement dans le temps et concerne particulièrement les années 1997, 1998, 2002, 2004, 2006, 2007, 2008 et 2010 évoquées précédemment.

Dans les conditions interprétées des variations des niveaux du Béal, les hauteurs piézométriques simulées ont tendance à diminuer en période estivale ou plus généralement lors d'une longue période sèche. Ce phénomène n'est en réalité que partiellement observé. Certaines périodes sèches sont marquées par une décroissance piézométrique importante (comme en septembre 1995, août 1998, octobre 2009 et juillet 2010) alors que les autres n'entrainent pas une décroissance importante des niveaux piézométriques.

Les raisons qui expliquent ces différences sont assez difficiles à appréhender du fait que les périodes mal modélisées ne sont pas marquées par des évènements météorologiques particulièrement différents de ceux des périodes bien modélisées. Pour ces cas de figure, on peut supposer que les aménagements hydrauliques comme les seuils à hauteur variable, ont une influence sur les niveaux d'eau dans le ruisseau du Béal.

- Débits simulés :

Le Tableau 13 ci-dessous, présente quelques statistiques sur les débits de recharge issus de l'alimentation du Béal au niveau du piézomètre, les débits issus de la recharge par les précipitations au niveau de l'exutoire et les débits totaux au niveau de l'exutoire.

Tableau 13 – Statistiques descriptives sur les débits remarquables transitant dans l'aquifère de Cleppé. La distance de transfert entre le piézomètre et l'exutoire est d'environ 600 m.

	Débits simulés (L/h/m)		
	Recharge du Béal au niveau du piézomètre	Recharge à l'exutoire issue des précipitations	Débit total au niveau de l'exutoire
Moyenne	86,9	31,2	118,1
Minimum	34,7	23,5	84,7
Maximum	266,4	49,4	144,6
Ecart type	26,8	4,8	12,2

En proportion, les débits d'alimentation du Béal sont en moyenne environ trois fois supérieurs aux débits issus de la recharge par les précipitations (86,9 contre 31,2 L/h/m). Les débits issus du Béal ont par ailleurs une grande variabilité temporelle et peuvent passer de 34,7 L/h/m à 266,4 L/h/m avec un écart type important de 26,8.

Les débits totaux à l'exutoire (incluant la recharge issue des précipitations et la recharge issue du Béal) présentés en Figure 51, montrent une moyenne comparable avec celle des débits d'exutoire du modèle de Montrond (moyenne de 118,1 L/h/m pour Cleppé et de 124,6 L/h/m pour Montrond) mais une variabilité moins importante (écart type de 12,2 pour Cleppé et 28,8 pour Montrond).

En comparaison avec les débits d'exutoire du modèle de Montrond, ceux de Cleppé présentent un léger retard par rapport aux fluctuations piézométriques et sont plus lissés (inertie plus importante des débits due au transfert au sein de l'aquifère). Cette différence est aussi liée au fait que la recharge est localisée dans le cas de Cleppé (plus généralisée dans le cas de Montrond) et se propage de proche en proche au sein de l'aquifère.

- Propagation des ondes de crue et non linéarité des débits d'alimentation du Béal :

Une question avait été soulevée à propos du phénomène de rupture du fonctionnement piézométrique de l'aquifère de Cleppé pour des situations piézométriques particulières. Au chapitre 2 de la partie III, les observations des fluctuations piézométriques avaient permis d'identifier qu'en situation de très basses eaux hydrogéologiques (cas des années 2009 et 2010), l'amplitude des fluctuations au niveau de Cleppé était plus importante qu'en situation de hautes eaux pour une même crue du Béal.

Une simulation a été mise en œuvre afin de caractériser de manière physique ce phénomène. Cette simulation reprend les caractéristiques du modèle de Cleppé et vise à quantifier l'influence de la propagation d'une crue biennale sur l'amplitude des fluctuations piézométriques pour trois situations piézométriques initiales. Ainsi, les trois situations piézométriques sont obtenues à partir de l'atteinte d'un régime permanent et sont interprétées comme une situation de hautes eaux, de basses eaux et de très basses eaux.

La Figure 52 ci-après, présente les résultats de cette propagation d'onde de crue pour les trois situations piézométriques. La localisation des points de suivi des fluctuations piézométriques se situe sous le ruisseau et au niveau du piézomètre de Cleppé (à 40 m du ruisseau).

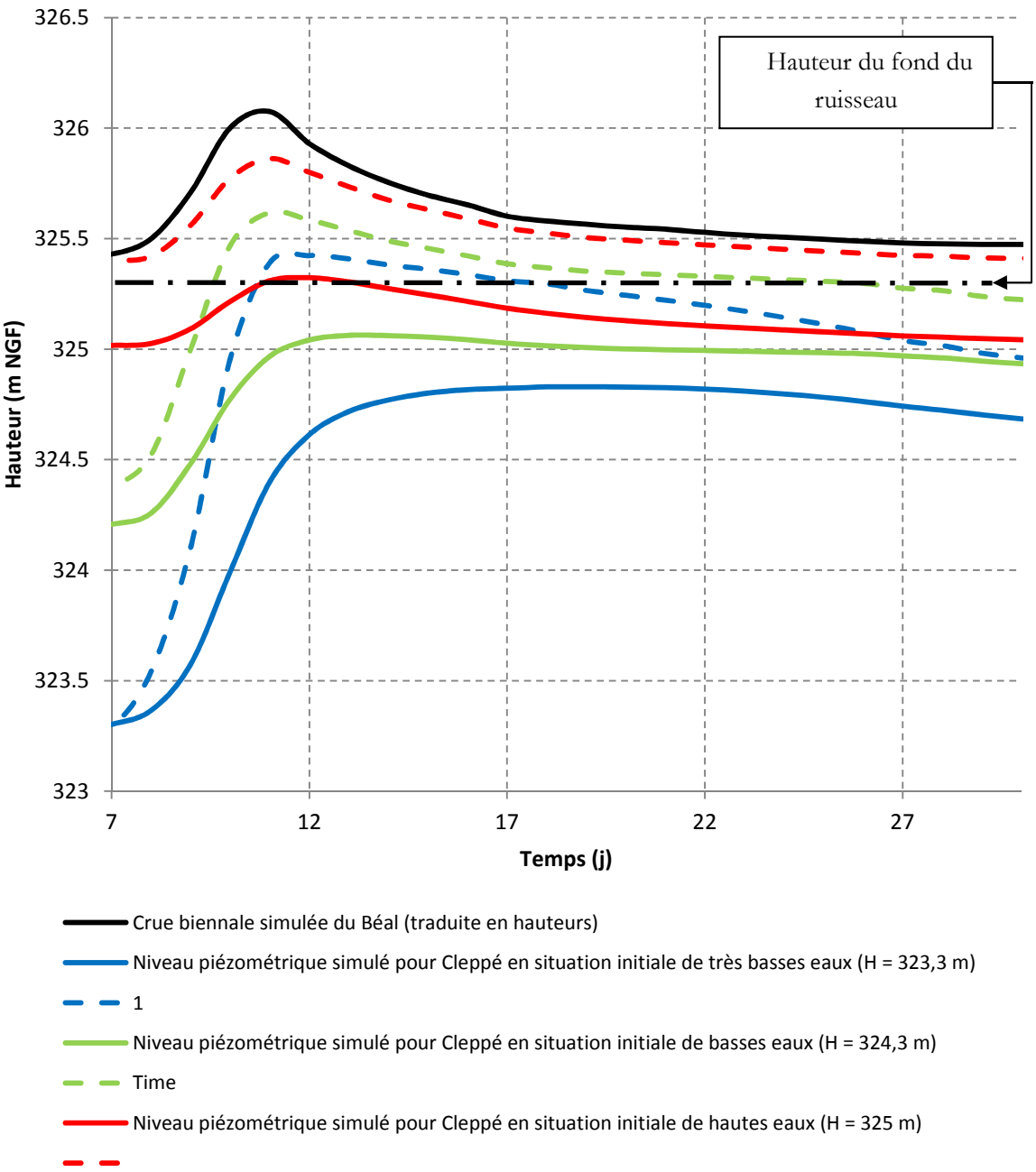


Figure 52 – Simulation d'une propagation d'onde de crue du Béal (crue biennale) sur les niveaux piézométriques sous le cours d'eau et au niveau du piézomètre de Cleppé pour différentes situations piézométriques initiales. Les courbes de couleur bleue correspondent à une situation piézométrique initiale de très basses eaux, les courbes de couleur verte correspondent à une situation piézométrique initiale de basses eaux et les courbes de couleur rouge correspondent à une situation piézométrique initiale de hautes eaux. Plus le niveau piézométrique initial est bas, plus l'amplitude des fluctuations sera importante. Le trait tireté et pointillé de couleur noire représente la hauteur du fond du ruisseau à la cote 325,3 m NGF. Le décochement piézométrique a lieu dès lors que le niveau piézométrique sous le ruisseau descend sous le fond du niveau du ruisseau.

En situation de hautes eaux (H initial = 325 m NGF), l'amplitude de l'onde de crue propagée jusqu'au piézomètre est assez modeste, de l'ordre de 30 centimètres. Pour une situation initiale de basses eaux (H initial = 324,3 m NGF), l'amplitude de la fluctuation passe à 85 centimètres et pour une situation de très basses eaux (H initial = 323,3 m NGF), elle atteint 150 centimètres.

En hautes eaux, il y a une continuité hydraulique entre le niveau du ruisseau et la nappe, le flux est donc une fonction de la charge imposée par la hauteur dans la rivière. Lorsque le niveau piézométrique décroit suffisamment, on assiste à un décrochement hydraulique de la nappe, le gradient devient vertical, le flux n'est alors plus une fonction de la charge mais devient une valeur imposée qui dépend de l'intensité de la crue (hauteur de la lame d'eau). Dans cette situation, on peut s'attendre à ce que les flux d'échanges soient plus importants.

Pour les mêmes conditions de propagation d'une crue biennale, la Figure 53 ci-dessous présente l'évolution des débits d'alimentation pour les trois situations piézométriques initiales.

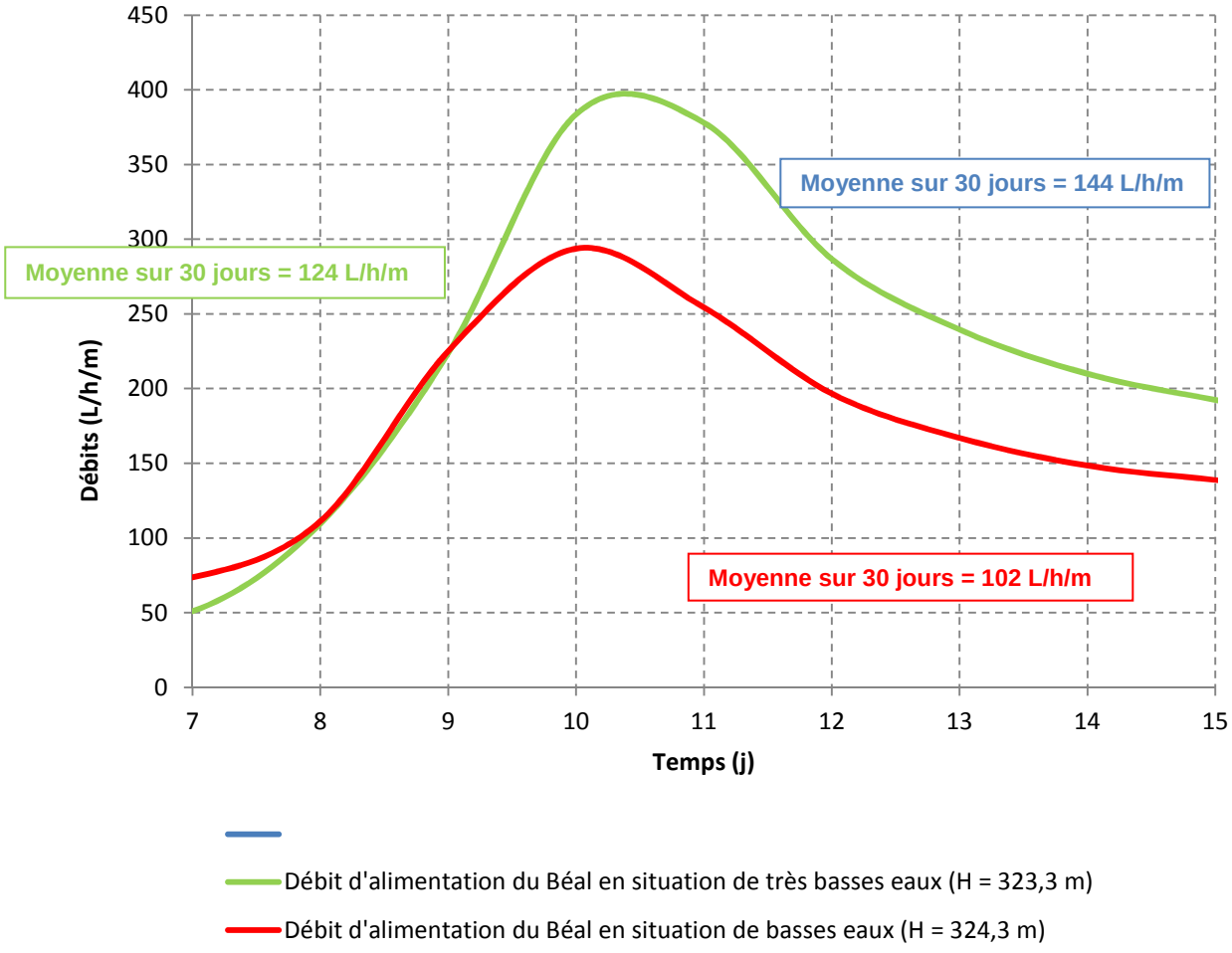


Figure 53 – Evolution des débits d'alimentation du Béal lors d'une crue biennale pour différentes situations piézométriques initiales. La courbe de couleur bleue correspond à une situation initiale de très basses eaux, la courbe de couleur verte correspond à une situation initiale de basses eaux et la courbe de couleur rouge correspond à une situation initiale de hautes eaux. Plus le niveau piézométrique initial est bas, plus l'intensité du débit d'alimentation sera importante.

A l'instar des fluctuations piézométriques, plus la situation piézométrique initiale est basse, plus l'intensité des débits d'alimentation croit. Il va de soi que l'augmentation des débits n'est pas infinie et n'évolue plus à partir d'une valeur de piézométrie initiale d'environ 322 m NGF (valeur déduite des simulations). Le décrochement piézométrique étant total à partir de cette cote, le flux ne dépend plus de la position de la nappe mais ne dépend que des variations de hauteurs dans le Béal.

Ces résultats simulés pour des cas simples permettent de mieux appréhender les raisons physiques qui expliquent les ruptures apparentes du régime piézométrique observé sur la chronique de Cleppé.

Sur l'ensemble de la chronique (de 1995 à 2011), pour le modèle de Cleppé, les débits d'échanges varient fortement suivant la situation piézométrique et les niveaux d'eau dans le Béal. La Figure 54 ci-dessous oppose les hauteurs d'eau dans le ruisseau du Béal et les débits d'alimentation vers l'aquifère.

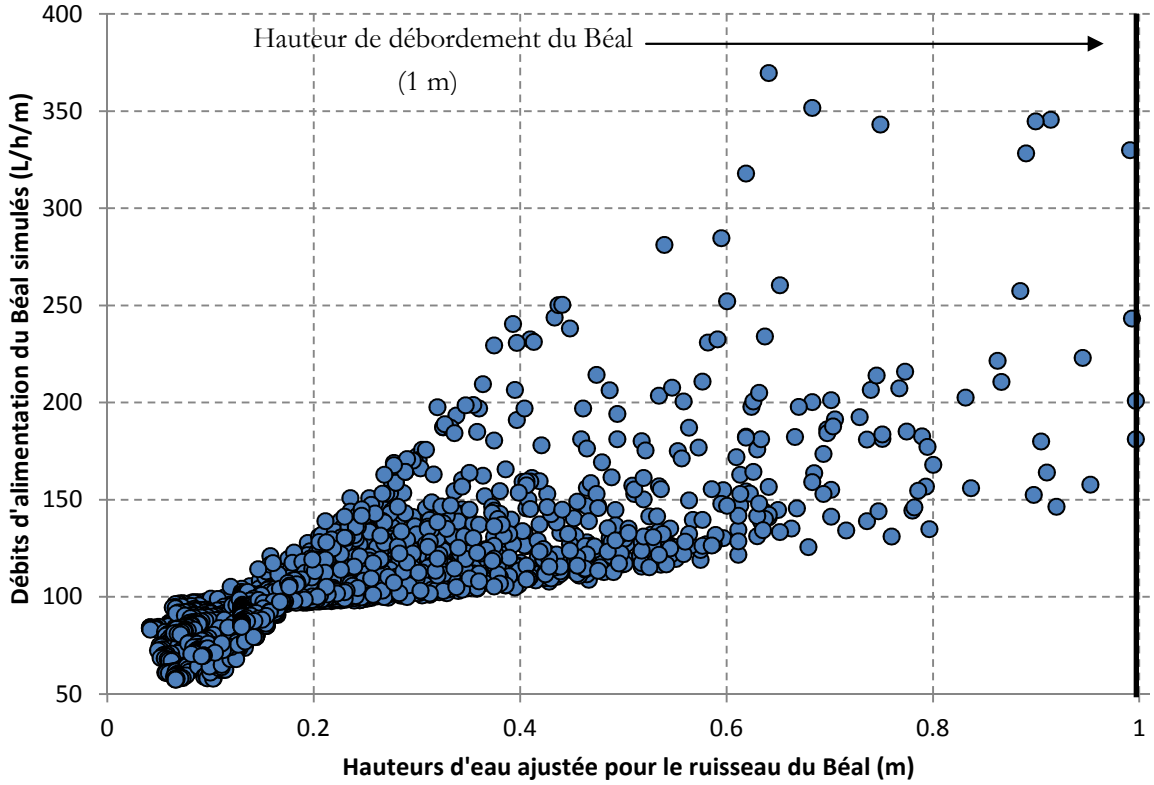


Figure 54 - Non linéarité entre les variations de hauteurs d'eau dans le ruisseau du Béal et les débits d'alimentation simulés du Béal. Ces débits dépendent des relations hydrauliques entre le ruisseau et la nappe qui sont conditionnés par la hauteur de la nappe. La nature de ces relations entre nappe et ruisseau varie dans le temps et peut passer d'une relation de charge imposée à une relation de flux imposé.

Pour une lame d'eau de 40 centimètres, les débits d'alimentation peuvent varier d'environ 100 L/h/m à plus de 250 L/h/m. Ce graphique démontre la relation proportionnelle et non linéaire entre les hauteurs d'eau dans le Béal et les débits d'alimentation vers l'aquifère.

Les hauteurs supérieures à 1 mètre (rares sur l'ensemble de la chronique) ont été écrêtées car elles provoquent un débordement du Béal. Le biais non pris en compte dans le cadre de ces simulations est la réinfiltration potentielle des eaux de débordement vers l'aquifère.

IV.2.1.2.5. Temps de renouvellement des eaux

Le temps de renouvellement moyen des eaux des aquifères est estimé (Tableau 14). Ce temps de renouvellement correspond au temps nécessaire pour que la quantité de recharge soit égale au volume total de l'aquifère qui correspond à un renouvellement intégral des stocks d'eau [MARGAT, 1997].

Tableau 14 - Temps moyens de renouvellement des eaux des aquifères modélisés. Pour cette estimation, les débits et les volumes sont évalués pour une section longitudinale d'un mètre de large d'aquifère.

	Volume moyen (m^3/m)	Débit moyen à l'exutoire ($m^3/an/m$)	Temps de renouvellement (années)
Chalain	877	116	7,5
Saint-Galmier	738	130	5,7
Montrond	1087	1091	1,0
Cleppé	337	1035	0,3

L'aquifère dont le volume est le plus important est celui de Montrond (longueur d'environ 5,5 km), suivi de Chalain (longueur d'environ 2,5 km), puis Saint-Galmier (longueur d'environ 2 km) et enfin Cleppé (longueur d'environ 0,8 km).

Le temps moyen de renouvellement le plus important est celui de Chalain dont les eaux sont renouvelées en 7 années et demie environ. Le temps le plus court concerne Cleppé dont les eaux sont renouvelées en 4 mois environ.

En remarque, il est important de noter que ces résultats sont valables pour des valeurs moyennes de débits. Par exemple, si l'aquifère de Montrond ne subit aucune recharge durant une année, son volume ne disparaitra pas totalement au cours de l'année. La vitesse de drainage d'un aquifère libre ne décroit pas de manière linéaire, cette vitesse diminue au fur et à mesure que les niveaux piézométriques diminuent.

IV.2.1.2.6. Analyse de sensibilité

Pour chacun des modèles, une analyse qualitative de la sensibilité des paramètres a été réalisée et est présentée en Annexe 28. L'analyse de sensibilité d'un paramètre permet d'évaluer son influence vis-à-vis de la ou les variable(s) simulée(s). Dans le cadre de ce travail, suivant les modèles considérés, les paramètres évalués sont la perméabilité (K), le coefficient d'emmagasinement (S), la pente du substratum (α), la distance entre la zone d'infiltration et le piézomètre (D) et la perméabilité de colmatage (K_c). Les variables d'intérêts simulées sont l'épaisseur mouillée et l'amplitude des fluctuations piézométriques. Les différentes gammes de paramètres sont testées indépendamment les unes des autres afin d'en isolé l'influence sur les hauteurs et les fluctuations piézométriques.

Cette analyse de sensibilité permet de corroborer et préciser les présupposés avancés dans le chapitre 2 de la partie III sur la typologie des signaux piézométrique, c'est-à-dire :

- l'amplitude des fluctuations piézométrique est influencée en premier lieu par le coefficient d'emmagasinement et l'intensité de la recharge, puis en second lieu par la perméabilité ;
- la vitesse de mise en charge dépend du type de fonctionnement hydrodynamique et est influencée en premier lieu par la proximité de la recharge (infiltration à travers la zone non saturée ou via une zone d'infiltration) et en second lieu par la perméabilité, le coefficient d'emmagasinement et la répartition temporelle de la recharge (rôle du sol) ;
- la vitesse de drainage est fortement dépendante de la perméabilité et de la pente du substratum.

Le prochain paragraphe propose une synthèse des résultats issus des modélisations numériques et traite des leurs conséquences hydrogéologiques.

IV.2.2. Conséquences hydrogéologiques des résultats des modélisations hydrodynamiques

Les résultats satisfaisants des modèles précédemment présentés ont permis de valider les hypothèses de fonctionnement hydrodynamique formulées au chapitre 2 de la partie III. Ce paragraphe propose une synthèse de ces résultats et expose leurs conséquences d'un point de vue hydrogéologique (par exemple la vulnérabilité des aquifères). Ainsi, trois types de fonctionnements hydrodynamiques dominants ont été identifiés et sont présentés ci-après :

IV.2.2.1. Fonctionnement hydrodynamique à dominante libre

Le modèle de Montrond présente toutes les caractéristiques piézométriques d'un fonctionnement hydrodynamique à dominante libre. L'épaisseur de la zone non saturée est faible, l'inertie de la réponse piézométrique est très faible, l'amplitude des fluctuations est forte, le drainage des eaux est rapide, les variations de débits à l'exutoire sont importantes et deux échelles temporelles de fluctuations sont distinguées (météorologique et saisonnière).

Il est intéressant de considérer que la moitié amont de l'aquifère de Montrond fonctionne comme l'aquifère de Saint-Galmier (fonctionnement pseudo-libre). Or ce qui apparaît de manière très nette sur les fluctuations piézométriques c'est la prédominance de l'influence du fonctionnement libre qui peut parfois « masquer » un fonctionnement pseudo-libre Ainsi, même si les deux fonctionnements cohabitent, l'un prévaut sur l'autre.

- Vulnérabilité quantitative :

Pour ce fonctionnement, la réaction piézométrique, après une pluie significative, est rapide (entre un et trois jours). L'effet réservoir du sol est surtout marqué les mois de juin, juillet et août (la recharge étant la plupart du temps inexistante). La recharge est très variable d'une année sur l'autre mais demeure en moyenne assez importante. Cette recharge importante est largement contrebalancée par un drainage fort (lié à la pente du substratum et à la perméabilité), d'où un temps de renouvellement assez faible des eaux. Pour une longue période sans précipitation, le niveau piézométrique devient assez rapidement bas comme c'est le cas de l'année 2009. Pour cette situation de basses eaux, les débits résiduels d'alimentation proviennent principalement de la partie amont de l'aquifère de Montrond. En effet, cette partie de l'aquifère étant très similaire à celle de Saint-Galmier, la redistribution des débits est assez constante dans le temps et permet de maintenir un niveau bas stable. Cette particularité de l'aquifère de Montrond permet de réduire la vulnérabilité au risque de sécheresse. Toutefois, ce risque demeure important car cet aquifère est particulièrement sollicité en période estivale. De ce fait, il conviendrait de définir des niveaux seuils avec plusieurs degrés d'alerte. Un premier niveau d'alerte peut être décrété dès lors que la recharge entre octobre et mai a été trop faible. Ce premier niveau d'alerte peut être engagé si, au mois de mai, le niveau piézométrique au point de suivi de Montrond se situe sous la cote 354,5 m NGF. Des premières mesures de restrictions peuvent être engagées et une attention particulière sera portée au suivi piézométrique pour l'été à venir.

Un second niveau d'alerte peut être décrété dès lors que le niveau piézométrique atteint un niveau critique de très basses eaux. Par exemple, à partir de la cote 353 m NGF, des mesures plus drastiques de restrictions des usages de l'eau peuvent être mises en place.

Les cotes piézométriques d'alerte sont données à titre indicatif, la faible longueur de la chronique ne permettant pas d'avoir un recul nécessaire sur les situations de crises potentielles (absence de données pour l'année 2003).

Une dernière propriété intéressante de cet aquifère concerne sa forte résilience face à une sécheresse. En effet, pour une année sèche donnant lieu à des niveaux piézométriques particulièrement bas en fin d'été, la recharge de l'automne peut très rapidement réapprovisionner les stocks d'eau de l'aquifère.

- Vulnérabilité qualitative :

Ce type de fonctionnement, dont la recharge est répartie sur une grande surface, implique une forte vulnérabilité aux pollutions (ponctuelles ou diffuses) et notamment celles d'origine agricole ce qui peut correspondre à une faible « résistance » du système. La faible épaisseur de la zone non saturée favorise elle aussi le transfert rapide jusqu'à la nappe. Cependant, le temps de renouvellement des eaux étant assez rapide, la « résilience » de l'aquifère est forte. En effet, une fois les sols lessivés après épandage, les fortes quantités d'eau de recharge auront tendance à diluer la pollution et renouveler les stocks d'eau. Pour une pollution agricole par les nitrates, on peut s'attendre à ce que les variations de concentration dans le temps soient importantes.

L'analyse ponctuelle des nitrates réalisée pour le piézomètre de Montrond donne des teneurs importantes supérieures à 50 mg/L. Ces concentrations tendent à prouver que l'activité agricole au niveau des zones de recharge impacte négativement la ressource en eaux souterraines.

Afin de se prémunir plus efficacement de ce type de pollution, la limitation d'activités potentiellement polluantes (élevage et cultures nécessitant l'épandage d'intrants) est préconisée au niveau des zones d'infiltration cartographiées. Quelques exemples d'actions concrètes peuvent être cités, comme la rotation des types de culture, la remise en herbe transitoire de certaines zones, l'utilisation parcimonieuse des intrants (en accord avec les valeurs guides imposées par la législation), la restauration des haies ou des bandes enherbées autour des parcelles et la mise en conformité des exploitations agricoles (notamment sur le stockage des fumiers et lisiers).

D'une manière générale, focaliser ces actions en priorité en amont hydraulique des zones à forts enjeux (notamment en amont des captages AEP).

IV.2.2.2. Fonctionnement hydrodynamique à dominante pseudo-libre

Les modèles de Chalain et Saint-Galmier présentent toutes les caractéristiques piézométriques d'un fonctionnement hydrodynamique à dominante pseudo-libre dont la zone de recharge se trouve à plusieurs centaines de mètres des piézomètres. Ces caractéristiques de fonctionnement hydrodynamique diffèrent en tout point de celles du fonctionnement libre décrit précédemment.

L'inertie de la réponse piézométrique est très forte, l'amplitude des fluctuations est faible, le drainage des eaux est lent, les variations de débit à l'exutoire sont faibles et les influences des forçages météorologiques et saisonniers sont très difficiles à distinguer.

- Vulnérabilité quantitative :

Pour ce fonctionnement, la réaction piézométrique après une somme d'évènements pluvieux est très lente (plusieurs semaines à plusieurs mois). Cette inertie très importante à deux origines. D'une part, l'effet réservoir du sol qui a pour conséquence de distribuer plus tardivement le début de la recharge et d'en écrêter une grande partie. D'autre part, l'effet de retard et de dispersion de la recharge lié au transfert en milieu poreux sur plusieurs centaines de mètres.

La recharge étant plus faible pour ces aquifères, le maintien des niveaux est assuré par une capacité de drainage très faible (plus faible pente du substratum et plus faible perméabilité), d'où un temps de renouvellement important des eaux. Cette propriété rend ces aquifères davantage capables de résister à une situation de sécheresse annuelle, le drainage étant faible. En contrepartie, la faible perméabilité implique un potentiel d'exploitation des eaux plus faible.

En termes de gestion de situations de crise, les bas niveaux piézométriques ne se manifesteront pas forcément en même temps que pour les aquifères à fonctionnement libre. L'atteinte de bas niveaux sera plus progressive permettant de mettre en œuvre des mesures adaptées. Cependant, il est difficile de prédire si les précipitations de l'année seront suffisantes pour permettre une recharge.

En cas de précipitations insuffisantes (années 2006, 2007 et 2008), le fort écrêtage lié au rôle du sol peut entrainer une recharge annuelle nulle ou très faible. Cette faible recharge ne permettant pas de générer des fluctuations piézométriques facilement identifiables. Ainsi, dans un contexte de changement climatique, ces types d'aquifères risquent d'être plus sensibles à une baisse de la quantité des précipitations.

- Vulnérabilité qualitative :

Ce type de fonctionnement, dont une grande partie de la surface de l'aquifère est recouverte par une couverture argileuse, implique une protection naturelle aux pollutions ponctuelles et diffuses. Cependant, au niveau de zones d'infiltration, la vulnérabilité augmente, les polluants pouvant migrer via ces zones d'infiltration jusqu'à la nappe (comme c'est le cas pour le piézomètre de Saint-Galmier qui possède une concentration en nitrates supérieure à 20 mg/L).

De plus, le temps de renouvellement des eaux étant assez lent, les polluants auront une plus grande rémanence dans l'aquifère (résilience faible). Pour une pollution agricole par les nitrates, on peut s'attendre à ce que les variations de concentration soient assez faibles dans le temps et que la tendance pluriannuelle soit à l'augmentation.

L'analyse des nitrates pour le piézomètre de Chalain donne des teneurs inférieures à 5 mg/L et semble indiquer que l'aquifère est protégé des pollutions agricoles (zone d'infiltration sans activité agricole polluante). L'analyse des nitrates pour Saint-Galmier donne des concentrations supérieures à 25 mg/L et laisse supposer que les activités agricoles au niveau de la zone d'infiltration sont préjudiciables pour la ressource en eau.

Tout comme pour l'aquifère de Montrond, il est nécessaire de se prémunir plus efficacement des pollutions agricoles et particulièrement au niveau des zones d'infiltrations identifiées.

IV.2.2.3. Fonctionnement hydrodynamique influencé par un cours d'eau (ou hydrologique)

Tout comme l'aquifère de Montrond, celui de Cleppé présente toutes les caractéristiques d'un fonctionnement libre (faible inertie, forte amplitude, fort drainage, variations importantes des débits et deux échelles temporelles des fluctuations piézométriques). De prime abord, il est facile d'admettre que l'influence dominante des fluctuations provient de la recharge par les précipitations. Or, les résultats du modèle de Cleppé démontrent que l'influence dominante sur les fluctuations piézométriques provient du forçage hydrologique du cours d'eau du Béal.

La confusion est d'autant plus importante qu'il existe une forte corrélation entre les pluies locales et l'évolution des débits du Béal. Les principales différences s'opèrent au niveau de la vulnérabilité de ce type d'aquifère.

- Vulnérabilité quantitative :

Ce piézomètre est peu représentatif d'écoulements régionaux mais exprime en premier lieu une singularité hydrogéologique locale. Il est tout de même intéressant de noter que cette situation de communication avec les cours d'eau avait été suspectée au chapitre 4 de la partie II pour trois captages AEP (Saint-Just-Saint-Rambert, Cleppé et Bonson) implantés dans les alluvions récentes proches de cours d'eau.

Suivant la position topographique du cours d'eau (niveau d'eau et cote du fond), le sens des échanges avec la nappe peut varier (alimentation ou drainage). L'amplitude des fluctuations du cours d'eau et son degré de colmatage va conditionner l'intensité de ces échanges. Pour le cas de Cleppé, le cours d'eau a été aménagé et occupe une position constamment dominante vis-à-vis de la nappe. Bien que la perméabilité de la couche colmatante soit assez faible, la recharge moyenne annuelle est importante (bien supérieure à l'apport des précipitations).

Cette recharge importante est pérenne tant que les niveaux d'eau dans le Béal sont assurés. Ainsi, la vulnérabilité est forte pour un risque de sécheresse hydrologique. De telles périodes de bas niveaux hydrologiques entrainent un effondrement rapide des niveaux piézométriques (cas des années 1995, 1998, 2009 et 2010) du fait du drainage assez rapide des eaux.

Ainsi, les seuils d'alerte pour cet aquifère doivent concerner en premier lieu les niveaux dans le Béal plutôt que les niveaux piézométriques.

- Vulnérabilité qualitative :

Naturellement le premier vecteur de pollution dans l'aquifère est le cours d'eau. Ainsi, la qualité des eaux de la nappe dépend de celle de l'eau du ruisseau. Généralement, dans la plaine du Forez, les nitrates sont présents dans les rivières mais en faible concentration du fait d'une plus grande dilution. Il peut arriver que le lessivage des sols, suite à un évènement pluvieux, entraîne ponctuellement des concentrations en nitrates plus importantes dans le cours d'eau. En situation de basses eaux hydrologiques, la plus faible dilution des polluants et la contribution plus marquée des nappes peut conduire à des concentrations plus importantes en polluants.

Le Lignon, qui alimente le Béal, du fait des caractéristiques de son bassin versant, est moins soumis aux pollutions agricoles. Ceci peut expliquer que l'analyse chimique des eaux du piézomètre de Cleppé présente des teneurs en nitrates inférieure à 0,5 mg/L.

La variabilité des teneurs en nitrates étant potentiellement forte (faible temps de renouvellement des eaux) pour ce type de fonctionnement hydrodynamique, une analyse chimique ponctuelle ne permet pas de tirer des conclusions définitives sur la qualité des eaux de cet aquifère.

IV.2.2.4. Influence des apports profonds

Les apports profonds, si ils avaient été négligés lors de l'implémentation des modèles numériques d'écoulements, n'auraient pas eu une véritable influence sur le signal piézométrique. En effet, ces apports, mis en évidence grâce à l'approche géochimique, peuvent être considérés comme constants et n'engendrent pas de fluctuations piézométriques significatives. Cependant, ils ont une influence sur la vulnérabilité qualitative et quantitative.

- Vulnérabilité quantitative :

La recharge issue des apports profonds, n'est pas soumise aux aléas climatiques dans les mêmes échéances temporelles que la recharge issue des précipitations. Ceci est lié au fait que les distances et les temps de transferts des eaux profondes soient longs mais aussi à l'existence d'autres moteurs que la simple gravité. Ces moteurs des écoulements profonds sont notamment liés aux différences de densité des eaux faisant suite à un réchauffement, à la minéralisation et à l'ajout de CO_2.

Ainsi, ces apports profonds, bien qu'assez modeste pour les piézomètres caractérisés, permettent d'assurer une recharge faible mais constante tout au long de l'année et dont la durabilité est probablement importante. De ce fait, la vulnérabilité quantitative des aquifères concernés par ces apports profonds s'en trouve diminuée.

En remarque, il est important de signaler que les prélèvements des eaux minérales carbogazeuses profondes (Badoit) peuvent potentiellement perturber les apports vers les aquifères superficiels.

- Vulnérabilité qualitative :

La recharge issue d'apports profonds possède une chimie très différente de celle issue des précipitations du fait des longues circulations souterraines évoquées précédemment. Cette différence de chimie (abordée au chapitre 4 de la partie II), se traduit notamment par une minéralisation plus importante et une absence totale de nitrates et de pesticides. Sans ces apports profonds, les eaux des nappes apparaitraient plus concentrées en polluants d'origine agricole qu'elles ne le sont déjà (le piézomètre de Saint-Galmier à la date du 11/03/2011 contenait plus de 20 mg/L). Ainsi, ces apports profonds ont pour effet de diminuée la vulnérabilité qualitative des aquifères.

IV.2.2.5. Essai de généralisation des fonctionnements hydrodynamiques aux captages AEP de la plaine du Forez

La réflexion proposée précédemment sur la mise en relation entre l'état qualitatif des aquifères (pollutions d'origines agricoles) et le type de fonctionnement hydrodynamique a été généralisée à l'ensemble des captages AEP de la plaine du Forez. Cette réflexion est notamment basée sur les temps de renouvellement des eaux des aquifères et la localisation des points de suivi des nitrates (proche de cours d'eau, sur telle ou telle terrasse alluviale, à proximité des reliefs cristallins). L'évolution des teneurs en nitrates pour ces captages AEP et la localisation de ces captages sont présentées en Figure 55.

Il est possible de définir une typologie de fonctionnement hydrodynamique à partir de l'observation des teneurs en nitrate dans les captages AEP.

→Pour des teneurs en nitrates présentant une grande variabilité temporelle et pouvant atteindre des valeurs importantes, il est supposé que ces variations soit liées au fait que le renouvellement des stocks d'eaux est rapide. Ainsi, les épisodes de recharge, consécutifs à l'épandage d'intrants agricoles, ont tendance à diluer et chasser ces polluants de l'aquifère en renouvelant le stock. Par analogie, le fonctionnement hydrodynamique est interprété comme « libre ».

→Pour des teneurs en nitrates présentant une plus faible variabilité temporelle et ayant une tendance à l'augmentation années après années, il est supposé que le renouvellement des eaux est plus lent donc que l'épuration est plus faible et qu'il est possible d'accumuler années après années ces polluants. De ce fait, le fonctionnement hydrodynamique est plutôt de type « pseudo-libre ».

→Pour des teneurs en nitrates présentant une grande variabilité temporelle mais dont les teneurs demeurent assez faibles, la localisation des points de suivi à proximité des cours d'eau laisse à penser que des échanges privilégiés avec ces derniers sont possibles. Les cours d'eau, de par leurs concentrations en nitrates en moyenne plus faibles que celles des eaux souterraines, en situation de hautes eaux, peuvent jouer un rôle d'apport d'eaux moins concentrées tandis qu'en situation de basses eaux, peuvent avoir un rôle de drainage important des eaux, favorisant ainsi le renouvellement. A ce titre, le fonctionnement hydrodynamique a été interprété comme « hydrologique », c'est-à-dire influencé par la présence d'un cours d'eau. Il va de soi que cette dernière typologie est la plus soumise à discussion car une configuration considérant un fonctionnement hydrodynamique de type « libre » pourrait également expliquer ces variations de concentration.

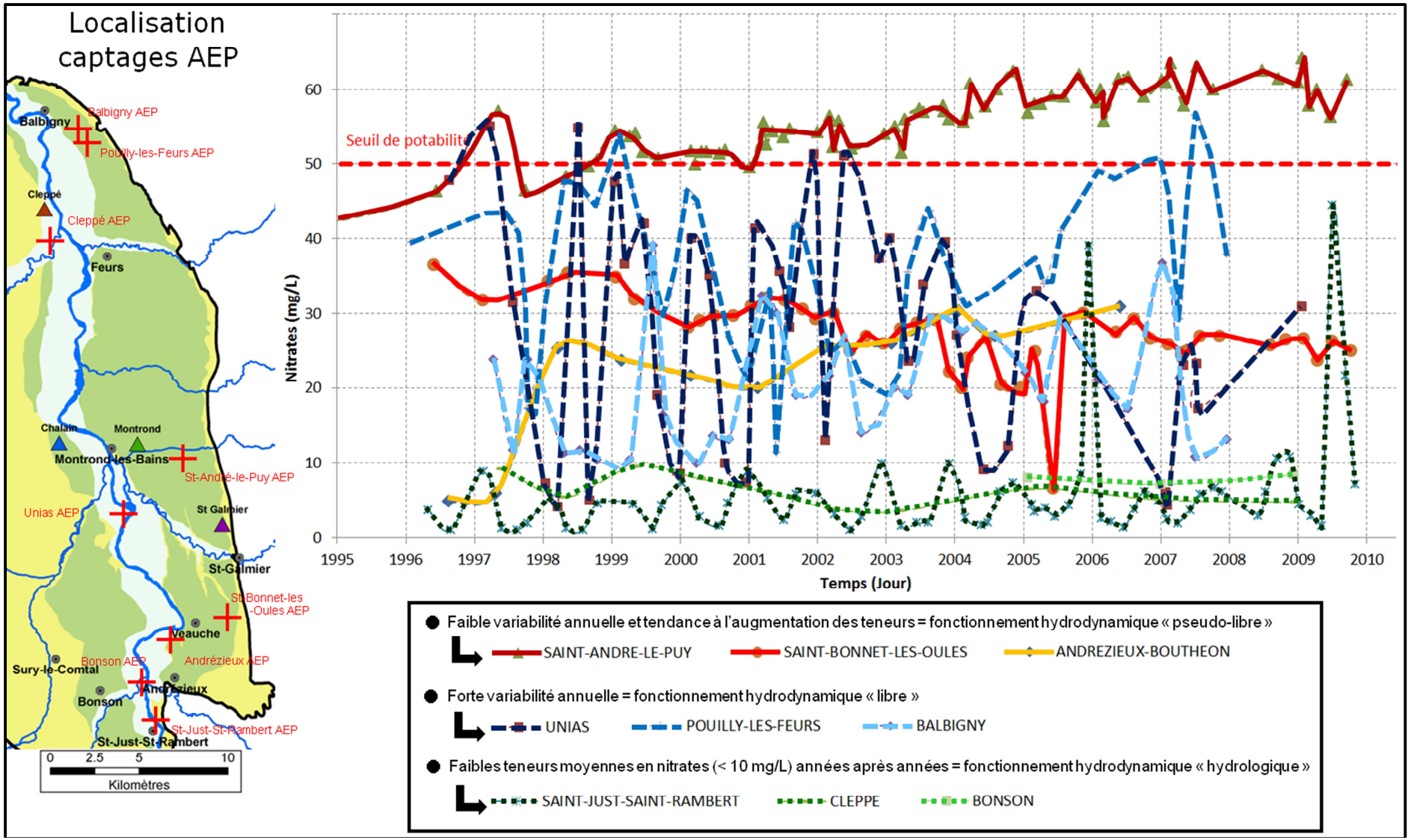


Figure 55 – Typologie de fonctionnement hydrodynamique basé sur l'étude de la variabilité des concentrations en nitrates au niveau de points de suivi. Le graphique représente l'évolution de la concentration en nitrate dans les principaux captages AEP de la plaine du Forez, la carte représente la localisation de ces captages.

Le Tableau 15 ci-dessous présente l'essai de généralisation des fonctionnements hydrodynamiques aux captages AEP.

Tableau 15 - Fonctionnements hydrodynamiques interprétés des captages AEP de la plaine du Forez. Cette interprétation se base notamment sur l'analyse de l'évolution des teneurs en nitrates et la localisation géographique des captages (étages de terrasses et proximité des cours d'eau).

	Fonctionnement à dominante hydrodynamique libre	Fonctionnement à dominante hydrodynamique pseudo-libre à captif	Fonctionnement à dominante hydrologique
Andrézieux-Bouthéon		X	
Balbigny	X		
Bonson			X
Saint-André-Le-Puy		X	
Saint-Just-Saint-Rambert			X
Pouilly-Les-Feurs	X		
Saint-Bonnet-Les-Oules		X	
Unias	X		
Cleppé			X

La diversité des fonctionnements hydrodynamiques mis en évidence au cours de ce travail de thèse est susceptible de se retrouver aux niveaux des différents captages AEP et plus généralement dans différents secteurs de la plaine du Forez.

Cette remarque amène à s'intéresser à la façon de représenter cartographiquement les résultats issus de ce travail. Cette synthèse cartographique à l'échelle de la plaine du Forez sera proposée en conclusion suite à une analyse critique des résultats de l'approche physique.

IV.2.3. Limites et perspectives d'amélioration des résultats de l'approche physique des écoulements

D'une manière générale, la cohérence physique des hypothèses formulées au chapitre 2 de la partie III a été démontrée par les résultats des modèles numériques. Dans le détail, quelques différences entre les variables simulées et observées ont été dévoilées précédemment. Ces différences demeurent acceptables au regard des conditions de simplification et d'approximation des modèles.

Il est toutefois possible de référencer les causes probables de ces différences, dans le but de pouvoir améliorer la représentativité des modèles réalisés dans le cadre de ce travail.

Ainsi, ce paragraphe présente une analyse critique des résultats de l'approche physique et propose des perspectives d'amélioration de ces résultats.

- Incertitudes sur l'aval hydraulique des piézomètres

La représentativité des modèles est assez bonne à l'amont hydraulique des piézomètres car les chroniques de hauteurs d'eau observées permettent une confrontation avec les hauteurs d'eau simulées. Or, à l'aval hydraulique des piézomètres, comme c'est notamment le cas des piézomètres de Chalain, Saint-Galmier et Cleppé, il est plus difficile de s'assurer de la pertinence des résultats des modèles. En effet, l'aval peut être affecté par d'autres types de recharges non envisagées ou d'autres singularités hydrogéologiques perturbant les flux et les hauteurs non détectables au niveau des piézomètres.

Un nombre plus grand de piézomètres de suivi permettrait d'améliorer la représentativité des modèles de Chalain, Saint-Galmier et Cleppé sur leur partie aval (pour Montrond, le piézomètre est déjà situé en partie aval de l'aquifère).

Il n'est d'ailleurs pas forcément nécessaire d'enregistrer des chroniques piézométriques sur de longues périodes. Le premier point important étant de pouvoir caractériser les fluctuations de nappe sur un cycle hydrologique afin d'en définir le type de fonctionnement. Le second point étant de déterminer si ces fluctuations à l'aval de l'aquifère sont en continuité ou en rupture avec les fluctuations piézométriques amont.

- Amélioration du bilan hydrique

Le bilan hydrique permettant d'estimer la recharge a été mis en cause notamment pour des questions de surestimation et sous-estimation du flux d'infiltration efficace. Plusieurs points peuvent être améliorés et concernent notamment les forçages météorologiques et l'usage des sols.

  - Forçages météorologiques

Dans le cadre de ce travail, le ruissellement des eaux à la surface du sol au niveau des alluvions a été négligé notamment du fait de la faible pente de la plaine qui présente des ruptures de pente très localisées. Il va de soi que cette approximation est davantage réaliste pour des pluies faibles et progressives que pour des pluies rapides et très intenses (orages). De la même manière, le bilan hydrique ne prendra pas en

compte le ruissellement pour des épisodes pluvieux longs et intenses (novembre 2008), toute l'eau participera à la recharge (une fois la réserve utile pleine et la demande en ETP satisfaite).

Ainsi, le fait de ne pas prendre en compte le ruissellement dans le bilan aura tendance à occasionner une surestimation de la recharge pour des évènements météorologiques extrêmes.

Les chroniques d'évapotranspiration potentielle (ETP) employées dans le bilan hydrique sont elles aussi critiquables. En effet, elles sont estimées par une méthode empirique régionale [THORNTHWAITE, 1948] au pas de temps décadaire. Il va de soi que ce pas de temps décadaire et le caractère régional de la méthode auront tendance à moyenner la demande en évapotranspiration et donc d'en moins bien représenter la variabilité réelle. Une amélioration possible passe par l'acquisition de chroniques d'ETP journalière estimées par la méthode locale de Penman [1948]. Cette méthode basée sur des paramètres physiques mesurés tels que le rayonnement solaire, l'humidité relative de l'air, la température de l'air et la vitesse du vent pourrait améliorer l'estimation de la demande en évapotranspiration et donc affiner les chroniques d'infiltration efficace.

- Usage du sol et type de végétation

Le type de végétation peut jouer un rôle important dans l'estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR). La plaine du Forez étant une zone d'agriculture intense, avec des types de cultures variés. La prise en compte d'un coefficient cultural adapté à ces différents types de culture et aux différents usages des sols permettrait de mieux calculer l'ETR.

Par ailleurs, l'irrigation a lieu principalement en période estivale et entraine une augmentation artificielle de l'état d'humidité du sol. Cette augmentation d'humidité a pour conséquence de favoriser l'infiltration des précipitations. Or, le bilan hydrique tel qu'il a été calculé ne prend pas en compte ce phénomène.

- Hauteurs d'eau dans le Béal

Le modèle de Cleppé, dont l'aquifère est en relation avec le ruisseau du Béal, semble être le moins représentatif car les incertitudes sont plus nombreuses et plus importantes que pour les autres modèles.

L'incertitude la plus importante étant naturellement l'estimation des hauteurs d'eau dans le Béal qui conditionnent de manière déterminante les fluctuations piézométriques observées. Un suivi des hauteurs d'eau dans ce ruisseau permettrait d'améliorer sensiblement la qualité des simulations. Notamment pour les périodes estivales où les hauteurs piézométriques observées sont maintenues à des niveaux hauts alors que les niveaux piézométriques simulés ont tendance à s'effondrer aux mêmes périodes.

Un second piézomètre implanté dans le ruisseau du Béal jusqu'à la nappe permettrait de mieux connaitre la cote piézométrique sous ce dernier et ainsi de savoir quand et dans quelles conditions une rupture de la continuité hydraulique entre l'aquifère et le ruisseau a lieu.

- Vers une prise en compte du transfert en zone non saturée

Dans les conditions d'approximation des modèles numériques, l'infiltration efficace estimée est injectée directement au sein de l'aquifère sans passer par la zone non saturée. Cette manière d'imposer la recharge a pour conséquence de rendre plus sensible la réponse piézométrique, c'est ce qui a été remarqué pour le modèle de Montrond qui présente des fluctuations piézométriques simulées plus saccadées et moins progressives que les fluctuations observées.

Cette remarque est somme toute secondaire car elle n'influence pas l'interprétation et n'affecte que très peu les résultats. La prise en compte du transfert en zone non saturée aura tendance à lisser le signal d'entrée (chroniques d'infiltration efficace) et à provoquer par conséquent une recharge légèrement plus progressive, atténuant l'effet saccadé des fluctuations simulées. Cependant, la prise en compte du transfert en zone non saturée soulève de nombreux problèmes de mise en œuvre (par exemple pour estimer les propriétés hydrodynamiques propres à la zone non saturée) et risque d'augmenter considérablement les temps de calcul.

- Vers une prise en compte des pompages

Pour les modèles « 2D coupe », la prise en compte des pompages n'est pas réaliste. Pour estimer des débits pompés représentatifs, il faut nécessairement considérer les écoulements dans le plan et donc modéliser des zones d'extension plus importantes comme une terrasse à part entière. La prise en compte des pompages nécessite aussi de connaître la localisation des prélèvements. Une fois ces pompages localisés, l'ajustement des pentes de décroissance des niveaux piézométriques peut permettre d'en estimer les débits d'exploitation.

Evidemment les freins à la mise en œuvre de ces types de modèles sont d'une part, une bonne estimation de la géométrie des terrasses non plus seulement en coupe mais en plan et d'autre part, une bonne localisation des points de prélèvements qui ne sont pas tous déclarés (nombreux pompages sauvages).

- Incertitudes sur le paramétrage

Comme il a été vu précédemment, les principales incertitudes portent sur le couple interdépendant, recharge moyenne et perméabilité de l'aquifère. En effet, il existe plusieurs couples de valeurs permettant d'obtenir des résultats comparables en termes de hauteurs d'eaux simulées et observées ce qui n'est pas le cas pour les débits.

Pour résoudre ce problème, la solution idéale serait de pouvoir disposer de mesures de débits fiables à l'exutoire (au niveau des sources de suintement). Or ces mesures sont entachées de trop nombreuses incertitudes liées à la représentativité de la zone de capture.

Une autre solution consisterait à restreindre les gammes de perméabilité en réalisant davantage d'essais par pompage à différents endroits de l'aquifère.

Une dernière solution, qui a été employée dans le cadre de ce travail, consiste à estimer de manière précise les entrées, c'est-à-dire la recharge par les précipitations, l'alimentation des cours d'eau et les apports profonds. Cependant l'estimation des entrées présente quelques difficultés présentées ci-dessous :

- Recharge par les précipitations

En plus d'estimer la lame d'eau infiltrée grâce à un bilan hydrique, la seconde difficulté consiste à évaluer l'extension des zones d'infiltration vis-à-vis des zones concernées par une couverture argileuse imperméable. Cette difficulté est particulièrement affirmée pour les zones d'infiltration des aquifères à fonctionnement pseudo-libre (Saint-Galmier et Chalain). L'extension de ces zones (traduite sous forme de longueur pour les modèles « 2D coupe ») a été choisie essentiellement à partir de critères cartographiques et conditionne la quantité de recharge qui atteindra l'aquifère. Les limites cartographiques (limites géologiques et pédologiques) sont soumises à des incertitudes pouvant être importantes. Une meilleure délimitation cartographique des zones d'infiltration pourrait être envisagée en réalisant un échantillonnage pédologique précis et des essais d'infiltration.

- Alimentation des cours d'eau

La difficulté réside dans l'estimation du coefficient de colmatage qui va lui-même conditionner l'alimentation de l'aquifère. Ce coefficient de colmatage a été déterminé en considérant que la texture du fond du ruisseau est limoneuse. Il va de soi qu'une mesure plus précise de la texture (granulométrie laser) et de l'épaisseur de la couche colmatante permettrait d'améliorer l'estimation des débits entrants dans l'aquifère. Cet échantillonnage doit être réalisé en de nombreux points du lit du ruisseau afin d'évaluer la variabilité de texture et d'épaisseur de cette couche colmatante.

Conclusions générales

Ces conclusions générales se divisent en deux parties : la première expose les principales conclusions et les perspectives de ce travail de thèse, la seconde propose un essai de généralisation des résultats à l'échelle des alluvions de la plaine du Forez. Ces conclusions générales se terminent en resituant le cadre de travail dans les recherches ligériennes du Plan Loire Grandeur Nature (PLGN 3).

- **Conclusions et perspectives :**

Dans un premier temps il s'agit de retracer la démarche scientifique qui a permis d'aboutir à la mise en place de la méthodologie d'approche couplée physique et géochimique adaptée au contexte de la plaine du Forez. Dans un second temps, il s'agira de montrer la portée des principaux résultats sur la compréhension hydrogéologique des formations alluviales. Enfin, nous reviendrons sur les pistes d'amélioration de la méthodologie en développant quelques perspectives de recherche.

  - Démarche scientifique : Vers la mise en œuvre d'une méthodologie de caractérisation hydrogéologique adaptée au contexte de la plaine du Forez

La situation physique de la plaine du Forez est marquée par un contexte géologique compliqué du fait de la coexistence sur le même territoire de trois formations géologiques d'âges et de natures distinctes. Ces trois formations géologiques sont constituées : du socle cristallin primaire, des sédiments tertiaires contenus dans le graben et des alluvions fluviatiles quaternaires. Cette particularité géologique est à l'origine des inégalités d'accès à la ressource. Par ailleurs, la plaine du Forez est soumise à de forts aléas climatiques. Ces caractéristiques climatiques sont à l'origine d'étés très secs dont les étiages hydrologiques et hydrogéologiques sont marqués et à contrario, de crues spectaculaires de la Loire qui peuvent provoquer de fortes inondations.

Malgré cette situation physique en apparence défavorable, l'homme a su s'adapter en aménageant le territoire à son avantage. Parmi les aménagements notables, on peut citer : les exploitations de granulats issues des alluvions de la Loire, la création d'un canal d'irrigation pour satisfaire l'usage agricole et l'exploitation de terres à fort potentiel agricole bordant le fleuve.

Cependant, les activités humaines peuvent avoir des conséquences néfastes sur l'environnement. Ces conséquences néfastes se font ressentir sur la ressource en eau qui, du fait de l'activité agricole, est localement surexploitée, ceci ayant entrainé des conflits d'usage en situation de crise. Cette même activité agricole est à l'origine des pollutions importantes des nappes par les nitrates et les pesticides. Les exploitations de granulats ont par ailleurs entrainé une dégradation du potentiel hydrogéologique.

Cette situation de dégradation qualitative et quantitative de la ressource en eau souterraine alors que les besoins en eau sont de plus en plus importants invite à une gestion rationalisée et durable de la ressource. Pour ces besoins de gestion, la plaine du Forez ne fait pas exception en France et en Europe. En effet, la législation européenne, à travers la DCE (Directive Cadre Européenne sur l'Eau), définit les objectifs de gestion à atteindre concernant la ressource en eau. Les SAGE (Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux) ont pour rôle de traduire les objectifs définis par le cadre réglementaire à l'échelle locale et d'identifier les enjeux et les actions adaptées pour satisfaire ces objectifs.

Cette définition locale des objectifs et des actions à mener se doit d'intégrer les spécificités propres à la plaine du Forez pour être efficace. Or le diagnostic du SAGE Loire a révélé que la connaissance hydrogéologique est insuffisante et mal répartie sur le territoire. De plus, il apparait que les freins à la mise en œuvre de solutions adaptées aux problèmes de gestion émanent de ce manque de connaissances et de données relatives à l'hydrogéologie de la plaine.

Ce constat a donc conduit à initier et à développer une réflexion sur les connaissances qui font défaut et auxquelles il était indispensable de pouvoir accéder.

Pour répondre à cette préoccupation, la démarche scientifique a consisté à établir tout d'abord une synthèse des données et connaissances hydrogéologiques disponibles dans la plaine du Forez.

Cette synthèse des données a révélé que le manque de données et leurs incertitudes compromettaient l'estimation des stocks d'eau et de leurs variations temporelles à l'échelle des alluvions de la plaine du Forez.

Les connaissances disponibles, issues d'anciennes études hydrogéologiques, ont été analysées du point de vue de leur adéquation avec les besoins de gestion actuels. En aucun cas il n'a s'agit de critiquer les outils, les méthodes et les interprétations à la base de ces connaissances. Cette analyse a montré que les connaissances disponibles ne permettaient pas non plus d'appréhender la manière dont fluctuent les nappes au cours des cycles hydrologiques et ne s'intéressaient pas à l'origine de la recharge qui peut être multiple au vue du contexte : recharge par les précipitations, recharge latérale par les versants, recharge par des cours d'eau et recharge par des apports profonds.

A partir de ce constat, la démarche scientifique adoptée dans ce travail de thèse s'est naturellement focalisée sur l'amélioration des connaissances portant sur l'origine de la recharge et sur le fonctionnement hydrodynamique transitoire des aquifères. Les besoins de gestion nécessitent une compréhension généralisée à l'ensemble de la plaine de ces deux problèmes d'intérêts hydrogéologiques. Pour ce faire, une méthodologie à l'échelle des alluvions de la plaine du Forez a été développée. Cette méthodologie a été validée grâce à son application locale au niveau de quatre piézomètres de suivi, elle comporte un volet physique qui s'intéresse au fonctionnement transitoire des aquifères et un volet géochimique qui caractérise l'origine de la recharge.

Les principaux résultats et l'intérêt de la méthodologie pour la caractérisation hydrogéologique des alluvions sont présentés ci-dessous.

- Approche physique et géochimique : Vers une compréhension des fonctionnements hydrogéologiques des formations alluviales

  - Synthèse sur les résultats issus de l'approche géochimique des écoulements

L'interprétation des résultats hydrogéochimiques et isotopiques a permis de préciser l'origine de la recharge pour les quatre piézomètres investigués et de mettre en évidence une diversité importante des résultats d'un piézomètre à l'autre.

Pour le piézomètre de Chalain, l'origine de la recharge semble être unique et superficielle, elle est issue de l'infiltration d'une partie des précipitations locales. Pour le piézomètre de Cleppé, l'origine de la recharge semble être elle aussi superficielle. Toutefois, la signature isotopique des eaux (^{2}H et ^{18}O) de la nappe semble indiquer qu'une part importante de la recharge n'est pas issue des précipitations locales. La comparaison avec la signature isotopique des eaux du bassin versant amont du Lignon du Forez tend à confirmer l'hypothèse d'une alimentation de l'aquifère par un cours d'eau situé à proximité (le Béal).

Pour les piézomètres de Montrond et de Saint-Galmier, l'origine de la recharge a été interprétée comme multiple, c'est-à-dire correspondant à un mélange entre une composante superficielle et une composante profonde. La composante superficielle est issue de l'infiltration de précipitations locales, la composante profonde est issue d'eaux minérales carbo-gazeuses. Ces eaux profondes qui semblent remonter par les failles en bordure de graben, alimentent latéralement les alluvions. En première approximation, l'aquifère de Montrond semble affecté par des apports profonds mais dans de moindres proportions que pour l'aquifère de Saint-Galmier. Des essais de quantification des proportions de mélange ont été entrepris. Ces essais de quantification, bien qu'entachés de nombreuses incertitudes, ont fait l'objet d'une analyse de sensibilité qui a permis de définir des gammes de variation réalistes des proportions calculées. Ces gammes de proportion d'apports profonds sont comprises entre 1 et 2 % pour Montrond et entre 6 et 19 % pour Saint-Galmier.

Finalement, cette phase de caractérisation géochimique s'est révélée indispensable pour apporter des informations complémentaires sur l'origine de la recharge des aquifères superficiels.

- Synthèse sur les résultats issus de l'approche physique des écoulements

Les résultats de l'approche physique ont permis de confirmer les hypothèses émises quant au fonctionnement hydrodynamique des quatre aquifères investigués, déduites de l'analyse des signaux piézométriques. Les modèles physiques mis en œuvre ont aussi permis d'ajuster les propriétés physiques des aquifères que sont la perméabilité et le coefficient d'emmagasinement, de valider des géométries comme la pente du substratum et d'estimer des flux d'écoulements dans ces aquifères.

Toutes les nappes superficielles investiguées sont libres mais cela ne suffit pas à caractériser de manière convenable la diversité des signaux piézométriques observée. Cette diversité est révélatrice des caractéristiques spécifiques des aquifères et a donc nécessité une caractérisation plus précise à partir de descripteurs adaptés (l'inertie, l'amplitude, la tendance, les échelles temporelles, la pente de drainage, les effets de « réservoir », les effets de rupture de régime, etc…).

Le piézomètre de Montrond présente toutes les caractéristiques piézométriques d'un fonctionnement hydrodynamique à dominante libre. La recharge issue des précipitations atteint rapidement la partie saturée de l'aquifère et induit une très faible inertie de la réponse piézométrique. L'amplitude des fluctuations est forte, le drainage des eaux est rapide, les variations de débits à l'exutoire sont importantes et deux échelles temporelles de fluctuations sont distinguées (météorologique et saisonnière).

La définition d'un type de fonctionnement hydrodynamique « pseudo-libre » a été nécessaire pour décrire les fluctuations particulières qui s'expriment au niveau des piézomètres de Saint-Galmier et de Chalain. La zone de recharge est cette fois ci située à plusieurs centaines de mètres des piézomètres. Les caractéristiques de fonctionnement hydrodynamique diffèrent en tout point de celles du fonctionnement libre décrit précédemment. L'inertie de la réponse piézométrique est très forte, l'amplitude des fluctuations est faible, le drainage des eaux est lent, les variations de débit à l'exutoire sont faibles et les influences des forçages météorologiques et saisonniers sont très difficiles à distinguer.

Le piézomètre de Cleppé présente un type de fonctionnement hydrodynamique qui a été qualifié d' « hydrologique ». En effet, les fluctuations piézométriques de ce dernier sont influencées par les variations des hauteurs d'eau dans le cours d'eau situé à proximité (le Béal). Le ruisseau a la particularité d'être constamment perché par rapport au niveau de la nappe, impliquant des échanges toujours dirigés du cours d'eau vers la nappe. La nappe, quant à elle, présente la particularité de subir des décrochements en basses eaux. Dans cette situation, la nappe et le cours d'eau ne sont plus liés hydrauliquement par la charge mais sont liés par un flux.

Il ressort pour les aquifères alluviaux de la plaine du Forez que les types fonctionnements identifiés sont très dépendant de la pente du substratum qui joue un rôle déterminant dans la vitesse de drainage des eaux. Il va de soi que les modalités et les quantités de recharge, très différentes d'une terrasse alluviale à l'autre, influencent également de manière très importante le fonctionnement hydrodynamique.

Finalement, cette phase de caractérisation physique s'est révélée indispensable pour décrire les spécificités du fonctionnement physique des aquifères. Pour les différents fonctionnements identifiés, cette caractérisation physique permet aussi de faire le lien par le biais d'un bilan hydrique dynamique, entre les précipitations locales, la distribution spatiale et temporelle de la recharge et le transfert dans les aquifères. Cette relation entre précipitations, recharge et hauteurs d'eau (et débits) dans l'aquifère permet de prévoir l'impact de scénarios de crise sur les aquifères suivant leur fonctionnement. Par exemple, il est possible d'envisager un scénario défavorable incluant une sécheresse hydrogéologique (en automne/hiver) enchaînée par une sécheresse hydrologique (au printemps/été) et d'en évaluer l'impact sur les nappes.

- Synthèse de l'approche couplée physique et géochimie

Une démarche fondée sur une approche uniquement physique, c'est-à-dire à partir d'une analyse des fluctuations piézométriques, ne permet pas d'identifier des apports profonds dès lors qu'ils sont constants. Une démarche fondée sur une approche géochimique seule, permet d'identifier l'origine de la recharge et d'estimer des proportions de mélange mais ne permet pas de quantifier les flux mis en jeux.

Les deux approches sont complémentaires et sont souvent développées en parallèle en hydrogéologie. La proportion de mélange déduite des résultats géochimiques n'est pas systématiquement traduite en flux d'alimentation intégrés aux modèles physiques en tant que condition limite. Le fait de considérer les apports profonds en tant que flux de recharge permet d'améliorer la représentativité des résultats des modèles physiques d'écoulements souterrains et permet, au cours de leur exploitation, d'aboutir à une évaluation relative de la vulnérabilité quantitative et qualitative des aquifères. Les principaux résultats sont synthétisés dans le Tableau 16 ci-dessous. La vulnérabilité intrinsèque dépend du type de fonctionnement des différents aquifères. Cette vulnérabilité est pondérée dès lors qu'il existe ou non des apports profonds. L'évaluation de la vulnérabilité qualitative et quantitative des différents aquifères investigués a par ailleurs permis de proposer des actions à mettre en œuvre afin de mieux anticiper les situations de sécheresse hydrogéologique et de se prémunir plus efficacement contre les pollutions d'origine agricole.

Tableau 16 – Synthèse simplifiée de la vulnérabilité qualitative et quantitative déduite de l'interprétation des fonctionnements hydrodynamiques déterminés par l'approche couplée physique et géochimique. La résistance se définit comme la capacité à faire face à un évènement défavorable. La résilience se définit comme la vitesse de retour à un état initial. Cette synthèse fait référence au chapitre 2 de la partie IV de ce mémoire.

Vulnérabilité		**Montrond** (Dominante libre / Apports profonds négligeables)	**Chalain** (Dominante pseudo-libre / Sans apport profond)	**Saint-Galmier** (Dominante pseudo-libre / Apports profonds significatifs)	**Cleppé** (Dominante hydrologique / Sans apport profond)
Quantitative (risque de sécheresse)	Résistance	- -	+	+ +	-
	Résilience	+ +	- - -	- -	+ + +
Qualitative (risque de pollution)	Résistance	- -	+	+ +	+
	Résilience	+ +	- - -	- -	+ + +

Les informations déduites de la vulnérabilité qualitative concernant la variation temporelle des concentrations en nitrates ont été généralisées à l'ensemble des captages AEP disponibles dans les alluvions de la plaine du Forez et par extrapolation ont permis d'anticiper leurs fonctionnements hydrodynamiques, ce qui reste à confirmer.

- Synthèse de la méthodologie

La méthodologie développée durant cette thèse a démontré une certaine efficacité à l'échelle locale. En effet, elle a permis de valider les hypothèses de fonctionnement physique formulées et de mettre en évidence l'alimentation par des apports profonds localisés. De plus, elle permet de se démarquer des études et caractérisations déjà existantes, tout en étant complémentaire. En effet, elle apporte d'autres informations indispensables à la compréhension de l'hydrosystème qui n'avaient pas été décrites jusqu'à présent dans la plaine du Forez.

La modélisation transitoire des écoulements en coupe a permis de s'affranchir en grande partie des fortes incertitudes attribuées aux données et de représenter les écoulements régionaux sans s'attacher davantage à d'autres singularités locales comme l'influence des pompages.

Par ailleurs, cette méthodologie ne nécessite que peu de données pour être mise en œuvre et pourrait être déployée sur de plus nombreux points répartis dans la plaine du Forez. Elle pourrait constituer la base d'une connaissance hydrogéologique indispensable pour la mise en œuvre future d'un modèle d'écoulement à l'échelle des formations alluviales.

- Pistes d'amélioration de l'approche couplée physique et géochimique et perspectives de recherche

  - Pistes d'amélioration de l'approche couplée physique et géochimique

L'amélioration de la méthodologie proposée passe forcément par la mise en place d'un nombre plus important de points de suivi piézométriques et par l'acquisition d'un plus grand nombre d'analyses hydrochimiques et isotopiques sur les eaux.

Pour l'approche géochimique, l'acquisition de plus d'échantillons permettrait de mieux caractériser la variabilité spatiale de la composition hydrochimique et isotopique des eaux des alluvions. Par ailleurs, plusieurs analyses à différentes périodes de l'année permettraient d'apprécier la variabilité temporelle de la chimie des eaux. La mesure d'autres substances (par exemple le Li et le Sr) agissant comme traceur de l'origine des eaux pourrait être envisagée notamment pour mieux contraindre les estimations de proportion de mélange [MILLOT et Al., 2007] ; [CARUCCI et Al., 2012] ; [RAIBER et Al., 2009].

Pour l'approche physique, un plus grand nombre de piézomètres de suivi permettraient d'une part, de confirmer que les types de fonctionnement déjà identifiés se retrouvent en différents secteurs de la plaine du Forez et d'autre part, d'identifier de nouveaux fonctionnements se traduisant par exemple, par une signature piézométrique correspondant à un fonctionnement hydrodynamique captif.

Le nombre de points de suivi piézométriques dans la plaine du Forez est amené à se densifier dans le contexte actuel. En effet, l'étude sur la ressource quantitative en eau réalisée par CESAME [2010] préconise à l'horizon 2015 de mettre en place 5 piézomètres de suivi supplémentaires, dont 3 points dans les aquifères superficiels (alluvions quaternaires) et 2 points dans les aquifères profonds (sédiments tertiaires).

Cette densification du réseau pourrait être l'occasion d'effectuer en parallèle des analyses hydrochimiques et isotopiques conformément à la méthodologie proposée. Des essais de pompages dans ces nouveaux piézomètres permettraient, par ailleurs, de mieux contraindre les valeurs de perméabilités appliquées dans les modèles d'écoulements.

Une fois la connaissance suffisamment bien répartie sur le territoire, il pourrait être intéressant de la valoriser sous la forme d'un modèle hydrodynamique en régime transitoire de l'ensemble des alluvions de la plaine du Forez. Cependant, ce travail de modélisation nécessite l'acquisition de données plus précises sur la géométrie des aquifères.

- Perspectives de recherche

D'autres travaux de recherche pourraient être développés en compléments de la méthodologie proposée : une caractérisation plus précise des circulations profondes et l'analyse des fluctuations piézométriques par des méthodes de traitement du signal appropriées.

- Caractérisation des circulations profondes

Le travail de thèse s'est intéressé aux écoulements dans les alluvions uniquement, les apports profonds ont été modélisés en tant que flux imposés ne variant pas dans le temps. Cette prise en compte simplifiée des apports profonds ne permet pas d'appréhender les circulations profondes au sein du graben et dans les formations cristallines. Pour dépasser le simple cadre conceptuel illustré par la Figure 14 de la partie III, une caractérisation plus fine doit être envisagée.

De nombreuses interrogations subsistent sur les circulations profondes, notamment sur l'estimation des flux et sur les modalités de redistribution de ces eaux. Cette caractérisation des eaux profondes pourrait faire l'objet d'un autre travail de thèse qui nécessiterait de bien définir les objectifs de modélisation en termes de production de connaissances (chemins d'écoulement, quantité de flux mis en jeu, temps de transfert, chimie et géochimie des eaux). En effet, il nécessite de plus amples prospections pour connaître précisément la géométrie du graben, la stratigraphie des sédiments tertiaires, les réseaux de failles, les anomalies thermiques profondes et les effets thermodynamiques liés aux interactions fluides-roche. De plus, la dynamique de circulation profonde dépend notamment des variations de densité de l'eau qui dépend elle-même de la température, l'état de minéralisation et la quantité de gaz dissout [THIÉBAUD, 2008]. Certains outils permettent de modéliser les courants de densité liés à la température et à la minéralisation des eaux mais ne prend pas nécessairement en compte la complexité des interactions eau-roche-gaz (Feflow, Comsol). D'autres codes existent prenant en compte ces phénomènes et mériteraient d'être examinés à la suite d'une recherche bibliographique bien ciblée pour servir de base à un tel travail. Ce travail de caractérisation pourrait intéresser les exploitants d'eaux minérales, notamment dans l'estimation des flux et dans la localisation des zones de recharge.

- Traitement du signal appliqué aux chroniques piézométriques

Dans le cadre de ce travail de thèse, les chroniques piézométriques ont été traitées de manière qualitative sachant que l'objectif était d'établir le lien entre la structure du signal (inertie, amplitude, vitesse de drainage, …) et des propriétés hydrogéologiques comme la perméabilité, le coefficient d'emmagasinement, le rôle réservoir du sol, etc...

Une approche plus quantitative pourrait être développée en utilisant des outils d'analyses statistiques et de traitement du signal.

L'analyse en composante principale, portant sur des séries de mesures associées aux différents points de contrôle de la nappe (séries temporelles de hauteurs piézométriques ou mesures de paramètres physico-chimiques), permettrait de distinguer les principaux types de comportements existants au sein de l'aquifère étudié. Elle serait également susceptible de fournir des indications sur les causes de ces différences comportementales, notamment par le biais de la spatialisation des coefficients factoriels [LALOT et Al., (a) 2012].

Les analyses corrélatoires (corrélogramme croisé), dans le domaine temporel, et spectrales (analyse de Fourier, analyse en ondelettes,…), dans le domaine fréquentiel, pourraient être utilisées dans le but de caractériser la relation qui existe entre un signal entrant (précipitations, débit d'un cours d'eau,…) et le signal sortant (hauteur de nappe). Cette relation entre le signal entrant explicatif et le signal étudié en sortie est généralement définie, lorsque la corrélation est significative, en termes de temps de retard, d'atténuation, ou encore de filtrage fréquentiel [LALOT et Al., (b) 2012]. Cette approche nécessite de connaître les facteurs explicatifs potentiels.

Un troisième type de méthode consiste à essayer de reproduire les fluctuations de nappe observées à l'aide de modèles de comportement. Ces modèles peuvent être à base physique (résolution des équations physiques) ou conceptuels (modèles à réservoir) mais certains sont également de type « boîte noire » et consistent à ajuster une fonction de transfert permettant de reproduire le comportement observé à partir des facteurs explicatifs identifiés [PINAULT, 2007]. Un grand nombre de modèles différents, plus ou moins complexes, ont à ce titre été développés [DENIC-JUKIC et JUKIC, 2002] : réseaux de neurones [JOHANNET, 2011], modèle autorégressifs linéaires, etc…

- **Essai de synthèse hydrogéologique des alluvions de la plaine du Forez :**

Ce paragraphe est dédié à un essai de synthèse hydrogéologique spatialisé à l'échelle de la plaine du Forez. Cet essai de synthèse hydrogéologique s'inscrit dans le prolongement des interprétations localisées au niveau des quatre piézomètres de suivi. Cette synthèse, sous forme de carte (Carte 17 ci-dessous et cartes zoomées en Annexe 29), est basée sur les connaissances hydrogéologiques déduites de ce travail de thèse tout en s'appuyant sur les travaux anciens.

Ces travaux anciens ont été décrit dans les parties I et II de ce mémoire de thèse et sont composés en substance des informations :

- sur la localisation de colluvions tirées de la carte géologique au 1/50ième [DUCLOS, 1974] ;
- sur la carte de délimitation des terrasses alluviales [LEGRIEL, 1975] ;
- sur les campagnes terrains 2009 et 2010 (Partie II, chapitre 1) et le questionnaire sur les fluctuations piézométriques (Annexe 4) ;
- sur la carte hydrogéologique en basses eaux décrites au chapitre 2 de la partie II ;
- sur les logs forages extraits de la BSS (Base de données du Sous-Sol) ;
- sur l'évolution des nitrates dans les captages AEP extraite d'ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines) et leur interprétation en termes de fonctionnement hydrodynamique.

Les traits hachurés de couleur noir sont superposés au sein des limites des différentes formations alluviales et représentent les zones suspectées d'être de fonctionnement hydrodynamique à dominante pseudo-libre.

Les traits hachurés de couleur rouge représentent les zones supposées d'infiltrations en bordure des alluvions alimentant ces dernières. Il est probable que ces zones collectent une partie des eaux de ruissellement et d'écoulements hypodermiques situés plus à l'amont.

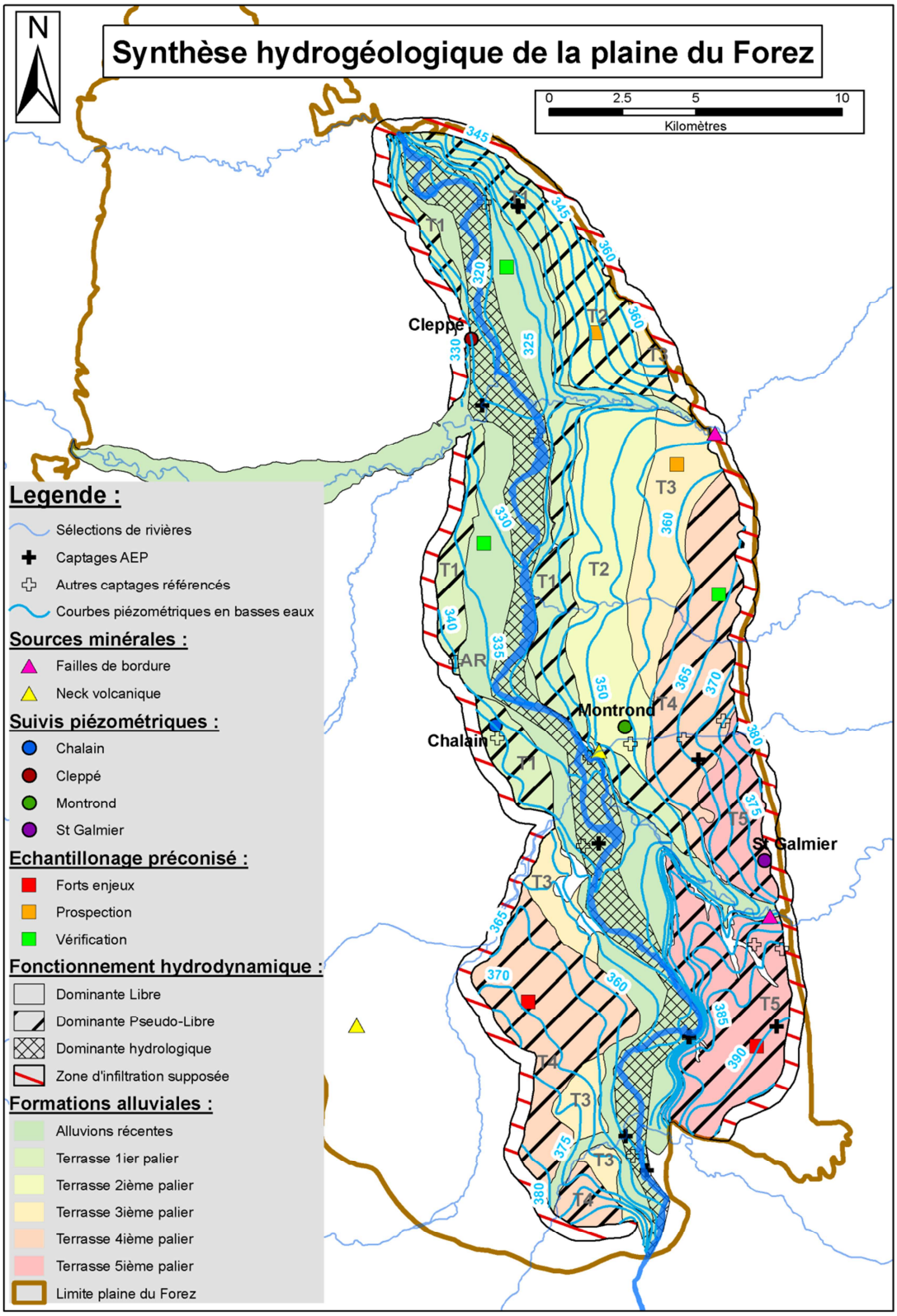
Les zones alluviales non concernées par les traits hachurés sont supposées être de fonctionnement à dominante libre.

Le quadrillage de couleur noire représente les zones suspectées d'être de fonctionnement libre à composante hydrologique. L'influence du cours d'eau peut s'exercer de manière permanente comme c'est le cas pour le piézomètre de Cleppé et au niveau des seuils de la Loire, ou temporaire, à la faveur de crues ponctuelles dans le temps, comme c'est le cas sur la majorité du linéaire de la Loire. L'influence hydrologique est principalement perçue en bordure des principaux cours d'eau.

Les carrés représentent l'échantillonnage préconisé pour des analyses géochimiques futures mais aussi pour l'installation, sur un cycle hydrologique ou plus, d'un dispositif permettant de suivre les fluctuations piézométriques (sonde de pression avec correction barométrique). Trois couleurs sont employées pour l'échantillonnage préconisé :

- la couleur rouge représente les zones à forts enjeux actuels ou futurs (notamment les secteurs d'Andrézieux et de Bonson) et pourrait être tout indiqué pour un suivi piézométrique permanent ;
- la couleur orange représente les zones où la prospection hydrogéologique pourrait être intéressante car assez méconnue ;
- la couleur verte représente les zones dont le fonctionnement hydrodynamique est supposé connu mais qui mérite une vérification notamment par des analyses géochimiques pour identifier d'éventuels apports d'eaux superficielles de la Loire ou d'eaux minérales profondes.

Pour être utilisée à des fins opérationnelles, il va de soi que cette carte de synthèse doit être validée par l'échantillonnage préconisé. Elle peut être améliorée en intégrant toutes les nouvelles connaissances de terrains comme par exemple une meilleure cartographie des sols supposés imperméables.



Carte 17 - Synthèse hydrogéologique des alluvions de la plaine du Forez.

- **Positionnement du travail de thèse dans la recherche ligérienne :**

Le Plan Loire Grandeur Nature (PLGN III) est un plan d'aménagement global qui vise à concilier la sécurité des personnes, la protection de l'environnement et le développement économique dans une perspective de développement durable. Le plan Loire a défini des orientations stratégiques pour les actions de recherche qui consistent notamment à adosser aux résultats obtenus les actions d'aménagement, de développement et de gestion du bassin de la Loire. Il s'agit en priorité de développer et de partager une connaissance globale, fondamentale et opérationnelle de l'hydrosystème ligérien qui comporte son fleuve et ses nappes d'accompagnements. La coordination des travaux de recherche, le partage des connaissances et la diffusion des données sont assurés par la plate-forme RDI (Recherche, Données, Information).

Les travaux de recherche interdisciplinaires qui relèvent des géosciences portent, entre autres, sur l'impact des changements climatiques sur l'hydrosystème ; l'hydrologie et les risques d'inondation ; la morphodynamique et le transport solide ; l'évolution des zones humides.

Ce travail de thèse s'intègre dans un projet de recherche interdisciplinaire pour la gestion équilibrée de la ressource en eau de l'hydrosystème ligérien. Ce projet comporte plusieurs axes comme par exemple, l'hydrologie des hauts bassins versants du Forez, la perception de la ressource en eau, l'identification des enjeux sur la ressource en eau et caractérisation des ressources en eaux souterraines de la plaine du Forez [GRAILLOT, 2007] ; [PARAN, 2009].

Le travail de thèse représente l'axe central du projet de recherche et trouve sa place dans les différents travaux de recherche du PLGN. Il s'inscrit dans une logique d'études des hydrosystèmes qui doit prendre en compte le rôle des eaux souterraines.

Bibliographie

Bibliographie citée :

ALLIGNOL F., 1997 – *Analyse spatiale et aide à la décision pour la recherche de gisements alluvionnaires – application à la Loire Supérieure (42-France)*. Thèse de doctorat, Université de Saint-Etienne & École des Mines de Saint-Etienne, 255p.

ANDRE L., FRANCESCHI M., POUCHAN P., ATTEIA O., 2005 - *Using geochemical data and modelling to enhance the understanding of groundwater flow in a regional deep aquifer, Aquitaine Basin, south-west of France*. Journal of Hydrology n°305, p 40–62. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.08.027.

BABRE A., DELINA A., RETIKE I., 2012 - *Reconstruction of groundwater formation in the Baltic Artesian basin through water stable isotopes*. Geophysical Research Abstracts Vol. 14, EGU2012-10018, 2012.

BAILLET E., 2005 – *Effet d'un seuil d'étiage sur l'alimentation en eau potable de la commune de Saint-Just-Saint-Rambert*. Rapport de stage IUT GBGE Saint-Etienne et Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne, 30p.

BATTON-HUBERT M., TARDY A., 1997 - *Elaboration d'un guide méthodologique de gestion des ressources en eau du parc du Pilat*, Ecole Nationales Supérieure des Mines de Saint-Etienne, 63p.

BEAUCHAMP J., 2012 - *Cours sur l'eau et l'environnement : Sédimentologie Chapitre 5 Les dépôts continentaux. Le cycle de l'eau Chapitre 4 Les systèmes aquifères.* Université de Picardie. [En ligne]

http://www.u-picardie.fr/beauchamp/

BERTIN C., 2007 – *Etude préalable à l'actualisation de la synthèse hydrogéologique du département de la Loire*. Rapport BRGM/RP55068-FR, 15p.

BETHEMONT J., 2000 – *Eléments pour l'élaboration d'un plan de gestion des eaux dans la plaine du Forez*. http://www.geogr.unipd.it/g_acqua/FORTPBET.html

BLAVOUX B., 1995 - *Apport des techniques isotopiques à la connaissance des eaux souterraines*. Géochronique, N° 54: pp. 12-15.

BONHOMME B., NICOLAS J., 2005 – *Bilan de la sécheresse 2003 et 2004 en Rhône-Alpes vis-à-vis des eaux souterraines.* Rapport BRGM RP-54245-FR, 63p.

BORST W., 2009 – *Protection de la ressource en eau enjeux, méthodes et évolutions. Eléments de réflexion pour l'introduction de nouvelles méthodes et réglementations.* Mémoire de TFE, ENTPE, CETE de Lyon et ENS 104p.

BOURON G., 2010 – *Mise en place d'une méthodologie pour étudier les effets du gel et de la neige sur l'hydrologie des têtes de bassins versants de moyenne montagne. Cas du Lignon du Forez dans le Massif Central Français.* Rapport de 1ière année de doctorat à l'Ecole des Mines de Saint-Etienne.

BURNOL A., 2006 - *Codes de géochimie et de transport : guide pour un bon usage appliqué aux déchets minéraux.* Rapport BRGM 55042, 37 p.

CARTWRIGHT I., WEAVER T., CENDÓN D. I., SWANE I., 2010 - *Environmental isotopes as indicators of inter-aquifer mixing, Wimmera region, Murray Basin, Southeast Australia***.** Chemical Geology n°277 (2010) p 214–226. doi:10.1016/j.chemgeo.2010.08.002

CARUCCI V., PETITTA M., ARAVENA R., 2012 - *Interaction between shallow and deep aquifers in the Tivoli Plain (Central Italy) enhanced by groundwater extraction: A multi-isotope approach and geochemical modeling.* Applied Geochemistry 27 (2012) p 266–280, doi:10.1016/j.apgeochem.2011.11.007.

CASTANY G., 1998 - *Hydrogéologie: Principes et méthodes : 2e cycle.* Ed. Dunod 236p.

CASTEX R., 1981 – Contribution des services du ministère de l'agriculture à la connaissance des ressources en eaux souterraines dans le département de la Loire. EAU1981_23, Synthèse Hydrogéologique pour le compte de la DDA Loire et du SRAE Rhône-Alpes, 71p. [En ligne]

http://www.rhone-alpes.ecologie.gouv.fr/include/publi/pdf/SyntheseHG_42_1.pdf

http://www.rhone-alpes.ecologie.gouv.fr/include/publi/pdf/SyntheseHG_42_2.pdf

CERLING T.E., 1984 – *The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate* : Earth Planet. Sci. Lett., 71, p 229-240.

CESAME, 2010 - *Etude de la ressource quantitative en eau SAGE Loire en Rhône-Alpes.* Rapport final 238p et synthèse 24p.

CHERY L., 1991 – *Etude des temps de séjour par l'analyse du carbone 14 de 3 sources appartenant à la société d'exploitation des sources Roxane.* Rapport BRGM R33654, 26p.

CRAIG H., 1957 - *Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for massspectrometric analysis of carbon dioxide*, Geochim. Cosmochim. Acta 12, 133-149.

DARCY H., 1856 - *Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon*, Dalmont, Paris.

DEDEWANOU M., 2005 – *Nivellement topographique au GPS différentiel des points d'eau dans la zone sédimentaire du programme VREO.* 53p.[En ligne]

http://www.vreo.org/Rapports%20online/Nivellement%20topographique%20au%20GPS%20differentiel.pdf

DE HOYOS A., VIENNOT P., LEDOUX E., MATRAY J.-M., ROCHER M., CERTES C., 2012 - *Influence of thermohaline effects on groundwater modelling – Application to the Paris sedimentary Basin.* Journal of Hydrology, n°464–465, p 12–26.

DENIC-JUKIC V., JUKIC D., 2002 - *Composite transfer functions for karst aquifers.* Journal of hydrology. Vol 274, p. 80-94

DE MARSILY G., 1981 – *Hydrogéologie quantitative.* Ed. Masson, Paris, 215p.

DE MARSILY G., 2004 – *Cours d'hydrogéologie.* Université Paris VI

DOGRAMACI S.S., HERCZEG A.L., 2002 - *Strontium and carbon isotope constraints on carbonate-solution interactions and inter-aquifer mixing in groundwaters of the semi-arid Muray Basin*, Australia. Journal of Hydrology n°262, p 50-67.

DUCLOS P., 1967 - *Géologie et minéralisations uranifères de la plaine tertiaire du Forez (Massif Central Français).* Thèse Clermont-Ferrand et rapport C.E.A. R 3117, 104 p., 15 fig., 1 carte à 1/100 000.

DUCLOS P., LORENCHET DE MONTJAMONT M., DHELER R., HERNANDEZ J., PETERLONGO J.M., 1974 – *Carte géologique France (1/50 000), feuille FEURS (696).* Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par DHELLEMMES R., HERNANDEZ J., LORENCHET DE MONTJAMONT M. avec la collaboration de CARROUE J.P., BARAS L., BOUILLER R. (1974), 24p.

ECH-CHERIF EL KETTANI D., 1996 – *Géologie du fossé du Forez; Essai de synthèse et comparaisons avec les autres basins tertiaires du massif central français (partie Est).* Mémoire de thèse de doctorat, Université Jean Monet Saint-Etienne, 372p.

FLIPO N., 2005 – *Modélisation intégrée des transferts d'azote dans les aquifères et les rivières. Application au bassin du Grand Morin.* Thèse de doctorat Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 262p.

FONTES J. Ch., 1976 – *Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles : quelques aspects*. Thèse doct. Es Sciences, Univ. Paris VI, 208p.

GANDOLA F., ABRIAK N.E., SANDER G., PICOT G., BRADDOCK R., MATTHEWS C., 2005 - *Transferts d'eau et transport de solutés dans les sols non saturés : solution analytique et développement numérique utilisant la méthode des lignes*. Revue française de géotechnique n°113 p 31-39.

GAGNY C., LEISTEL J.M., SIDER H., BOUILLER R., 1989 - *Carte géologique France (1/50 000), feuille FEURS (696)*. Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par GAGNY C, LEISTEL J.M., SIDER H., BOUILLER R., KERRIEN Y. (1989), 59p.

GAL F., 2005 – *Etude géochimique et isotopique des eaux de surface du bassin versant du Furan et des eaux minérales du graben du Forez, Est du Massif Central français*. Thèse de doctorat, Université Jean Monet de Saint-Etienne, 212p.

GAUR S., CHAHAR B.R., GRAILLOT D., (a) 2011 - *Analytic element method and particle swarm optimization based simulation–optimization model for groundwater management*. Journal of Hydrology n°402 p 217-227.

GAUR S., MIMOUN D., GRAILLOT D., (b) 2011 - *Advantages of the analytic element method for the solution of groundwater management problems*. Hydrological Processes. 25:3426-3436. doi : 10.1002/hyp.8071.

GERVAIS M., 2004 - *Pertinence d'un manuel d'instructions au sein d'une stratégie de gestion du risque juridique découlant de la fourniture de données géographiques numériques*. Thèse de doctorat, Faculté de foresterie et géomatique Université de Laval (Québec), Université de Marne-la-Vallée (France), 344p.

GRALLIOT D., MIMOUN D., PARAN F., 2007 - *Plan Loire Grandeur Nature 2007 – 2013 Proposition (actions / projets) v7 - Contribution interdisciplinaire à la gestion équilibrée de la ressource en eau de l'hydro-sociosystème ligérien amont dans un contexte de changement climatique*. École des Mines de Saint-Etienne, Centre SITE.

HUBERT P., OLIVE P., 1995 - *Modélisation par une loi gamma de la distribution des temps de séjour de l'eau dans les systèmes hydrogéologiques en régime permanent*, Tracer technologies for hydrological systems. IASH, pp. 211-217.

HUNEAU F., 2000 – *Fonctionnement hydrogéologique et archives paléoclimatiques d'un aquifère profond méditerranéen. Etude géochimique et isotopique du bassin miocène de Valréas (Sud-Est de la France)*. Thèse de doctorat soutenue à l'Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 206p.

HUNEAU F., DAKOURE D., CELLE-JEANTON H., VITVAR T., ITO M., TRAORE S., COMPAORE N.F., JIRAKOVA H., LE COUSTUMER P., 2011 - *Flow pattern and residence time of groundwater within the south-eastern Taoudeni sedimentary basin (Burkina Faso, Mali).* Journal of Hydrology n°409 p 423–439.

HUTCHINSON M.F., 1988 - *Calculation of hydrologically sound digital elevation models.* Paper presented at Third International Symposium on Spatial Data Handling at Sydney, Australia.

HUTCHINSON M.F., 1989 - *A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits.* Journal of Hydrology 106: 211-232.

HUTCHINSON M.F. and DOWLING T. I., 1991 - *A continental hydrological assessment of a new grid-based digital elevation model of Australia.* Hydrological Processes 5: 45-58.

HUTCHINSON M.F., 1993 - *Development of a continent-wide DEM with applications to terrain and climate analysis.* In Environmental Modeling with GIS, ed. M. F. Goodchild et al., 392–399. New York: Oxford University Press.

HUTCHINSON M.F., 1996 - A *locally adaptive approach to the interpolation of digital elevation models.* In Proceedings, Third International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling. Santa Barbara, CA: National Center for Geographic Information and Analysis.

HSIEH P.A., 2001 - *TopoDrive and ParticleFlow—Two Computer Models for Simulation and Visualization of Ground-Water Flow and Transport of Fluid Particles in Two Dimensions:* U.S. Geological Survey Open-File Report 01-286, 30 p.

IAEA, 2001 - *Isotope Hydrology Information System. The ISOHIS Database.* Accessible at: http://isohis.iaea.org. IAEA.

INGERSON E., PEARSON F.J., 1964 - *Estimation of age and rate of motion of groundwater by the 14C method.* In Mikyake Y. and Koyama T. eds. Recent researches in the field of hydrosphere, atmosphere and nuclear geochemistry, Tykyo, Maruzen, p263-383.

JAMAGNE M., BETREMIEUX R., BEGON J.C., MORI A., 1977 - *Quelques données sur la variabilité dans le milieu naturel de la réserve en eau des sols.* Bulletin Technique d'Information. 324-325, 627-641.

JOHANNET A., 2011 – *Modélisation par apprentissage statistique des systèmes naturels, ou en interactions avec un environnement naturel. Applications aux karsts, crues éclair et en robotique*. HDR soutenue à l'Ecole des Mines d'Alès.

KAZEMI G.A., LEHR J. H., PERROCHET P., 2006 – *Groundwater Age*. Ed. A JOHN WILEY & SONS, 347p.

KONIKOW L.F., 1996 - *Numerical models of groundwater flow and transport*. Dans : Manual on Mathematical Models in Isotope Hydrogeology, International Atomic Energy Agency Rept. IAEA-TECDOC-910, Vienna, Austria : 59-112.

LALOT E., GRAILLOT D., PARAN F., BATTON-HUBERT M., (a) 2012 - *Characterization of spatial groundwater – surface water relationship through a Principal Component Analysis based on piezometric head time series with missing data*. Soumis à Journal of hydrology.

LALOT E., GRAILLOT D., PARAN F., BATTON-HUBERT M., (b) 2012 - *Spatio-temporal study of pressure pulse propagation in an alluvial aquifer through correlation and spectral analysis*. Soumis à Journal of hydrology.

LARUE J-P., (a) 2007 – *L'évolution morphologique des terrasses alluviales : les enseignements apportés par l'étude des nappes de la Loire et de ses affluents*. In : Norois 115|1982 pp. 365-384.

LARUE J-P., (b) 2007 – *Glacis et terrasses alluviales de la rive droite du Cher dans le bassin de Montluçon (France)***.** Ed. Presse universitaire de Rennes Norois [En ligne] 202|2007/1, mis en ligne le : 01 mars 2009, URL : http://norois.revues.org/index2114.html

LAUVA D., BETHERS P., TIMUHINS A., SENNIKOVS J., 2012 - *Impact of the climate change to shallow groundwater in Baltic artesian basin*. Geophysical Research Abstracts Vol. 14, EGU2012-14277, 2012.

LEDOUX E., 2003 - *Cours modèles mathématiques en hydrogéologie*. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris

LEGRAND L., POIRIER G., LEROY P., 1981 - *Les équilibres carboniques et l'équilibre calco-carbonique dans les eaux naturelles*. Paris : Eyrolles, 176 p.

LE GRIEL A., 1975 - *L'évolution morphologique de la plaine du Forez au pliocène et au quaternaire*. Université de Saint-Etienne, Thèse de doctorat 268p.

LE GRIEL A., 1984 – *Géologie et reliefs de la plaine du Forez. Paysages et milieux naturels de la plaine du Forez. Centre d'étude Foréziennes*. Saint-Etienne. Pp : 139-148.

LE GRIEL A., 1991 – *L'évolution géomorphologique du Massif central Français : essai sur la genèse d'un relief.* Thèse d'Etat, Université de Lyon, 659p.

LEVIN I., KROMER B., 2004 - *The tropospheric $^{14}CO_2$ level in mid latitudes of the northern hemisphere (1959-2003). Radiocarbon* (2004) 46 (3): 1261-1272.

LI J. et HEAP A.D., 2008 – *A Review of Spatial Interpolation Methods for Environmental Scientists*. Geoscience Australia, Record 2008/23, 137p.

LUIJENDIJK E., PERSON M.A., TER VOORDE M., VAN BALEN R.T., ANDRIESSEN P.A.M., 2012 - *Using salinity and temperature data to constrain numerical models of deep topography-driven flow in sedimentary basins*. Geophysical Research Abstracts Vol. 14, EGU2012-14015, 2012.

MACPHERSON G.L., SOPHOCLEOUS M., 2003 - *Fast ground-water mixing and basal recharge in an unconfined, alluvial aquifer, Konza LTER Site, Northeastern Kansas*. Journal of Hydrology n°286, p 271–299.

MALCUIT E., NEGREL Ph., ATTEIA O., PETELET-GIRAUD E., FRANCESCHI M., DUPUY A., 2012 - *Distribution of mineralized groundwaters in a deep aquifer due to geological heterogeneities and paleogeographic conditions: the Eocene aquifer in the Aquitaine Basin (France)*. Geophysical Research Abstracts Vol. 14, EGU2012-5277, 2012.

MAGRI F., BAYER U., PEKDEGER A., OTTO R., THOMSEN C., MAIWALD U., 2009 - *Salty groundwater flow in the shallow and deep aquifer systems of the Schleswig–Holstein area (North German Basin).* Tectonophysics 470 (2009) p 183–194, doi:10.1016/j.tecto.2008.04.019.

MARGAT J., 1997 – *Dictionnaire français d'hydrologie*. Comité National Français des Sciences Hydrologiques (CNFSH), Commission de terminologie

[En ligne] http://webworld.unesco.org/water/ihp/db/glossary/glu/indexdic.htm

MARGAT J., 2005 - *L'eau souterraine - Introduction*. Ed. BRGM, Rev. Géosciences n°2 sept 2005, p 4-5.

MILLOT R., NEGREL Ph., PETELET-GIRAUD E., 2007 - *Multi-isotopic (Li, B, Sr, Nd) approach for geothermal reservoir characterization in the Limagne Basin (Massif Central, France)***.** Applied Geochemistry n°22, p 2307–2325.

MIMOUN D., 2004 - *Spatialisation de l'information : une aide à l'analyse hydraulique et paysagère développée lors de la réhabilitation de sites post-industriels, cas des réaménagements des gravières en eau en milieu alluvionnaire*. Mémoire de thèse de doctorat, École des Mines de Saint-Etienne, 362p.

MIMOUN D., DECHOMETS R., GRAILLOT D., GARCIA D., 2005 - *Evolution de l'enfoncement du lit de la Loire amont (entre Grangent et Balbigny)*. Rapport intermédiaire, École des Mines de Saint-Etienne, Armines, 48p.

MITAS L. et MITASOVA H., 1999 - *Geographical Information Systems: Principles, Techniques, Management and Applications, GeoInformation International*. Wiley, 481-492.

MUSY A., 2005 – *Cours d'Hydrologie Générale*. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. [En ligne] http://echo2.epfl.ch/e-drologie/

NASH J.E., STUCLIFFE, J.V., 1970 - *River flow forecasting through conceptual models. Part 1—a discussion of principles*. Journal of Hydrology 10(3), p 282–290.

NYDAL R., LÖVSETH K., SYRSTAD O., 1971 - *Bomb 14C in the human population*, *Nature* (1971) 232:418-421.

OLIVE P., 1996. *Estimation pratique de l'âge des eaux souterraines en Europe par le tritium*. Revue des sciences de l'eau 4: pp. 523-533.

PARAN F., 2009 – *Modéliser pour mieux gérer l'eau selon les besoins des hommes et des écosystèmes*. Le mensuel de l'Université (2009), 6p.

PARKHURST D.L., APPELO C.A.J., 1999. - *User's guide to PHREEQC (version 2) — a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations*. USGS-Report 99-4259.

PENMAN H.L., 1948 – *Natural evaporation from open water, bare soil and grass*. Proc. Roy. Soc. London A(194), S. p 120-145.

PERKONE E., BIKSE J., JATNIEKS J., KLINTS I., DELINA A., SAKS T., RAGA B., RETIKE I., 2012 - *Hydraulic conductivity of sandstones in the Baltic Basin - a comparative study of pumping tests and grain size distribution*. Geophysical Research Abstracts Vol. 14, EGU2012-951, 2012.

PINAULT J.L., 2007 – *Manuel utilisateur de Tempo. Logiciel de traitement et de modélisation des séries temporelles en hydrogéologie et en hydrogéochimie.* [En ligne]

www.brgm.fr/Rapport?code=RP-56476-FR

POPOVS K., SAKS T., UKASS J., JATNIEKS J., 2012 - *Genetic approach to reconstruct complex regional geological setting of the Baltic basin in 3D geological model.* Geophysical Research Abstracts Vol. 14, EGU2012-422, 2012.

POULARD N., 2001 – *Les gravières de la plaine du Forez.* Mémoire de maîtrise, Université des Sciences Humaines de Saint-Etienne. [En ligne]

http://lesgravieresduforez.voila.net/index.html

RAIBER M., WEBB J A., BENNETS D. A., 2009 - *Strontium isotopes as tracers to delineate aquifer interactions and the influence of rainfall in the basalt plains of southeastern Australia.* Journal of Hydrology 367 (2009) p 188–199, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.020.

RAZACK M., 2012 – *Cours sur : La ressource en eau souterraine et le métier de l'hydrogéologue.* HydrASA – Université de Poitiers. [En ligne]

http://sfa.univ-poitiers.fr/geosciences/spip.php?article129&lang=fr

RE-BAHUAUD J., (a) 2008 - *Prévision quantitative du transfert de polluants dans la zone variablement saturée : Mise en place d'un outil opérationnel.* Mémoire de TFE, Université Joseph Fourier (Grenoble), 73p.

RE-BAHUAUD J., EISENLOHR L., ROSSIER Y., (b) 2008 - *Prévision quantitative du transfert de polluants dans la zone variablement saturée : Mise en place d'un outil opérationnel.* 33ième journées scientifiques du GFHN sur l'Impact de l'usage du sol sur les ressources en eau souterraine (Avignon). Communication sous forme de poster et publication d'un article dans les actes du colloque.

RE-BAHUAUD J., CATIMEL F., DECHOMETS R., GRAILLOT D., 2009 – *Amélioration de la fiabilité des MNT mis en œuvre dans les modèles hydrogéologiques.* Conférence Francophone ESRI SIG 2009 à Versailles. Communication sous forme de poster.

RE-BAHUAUD J., GRAILLOT D., MIMOUN D., ROSSIER Y., (a) 2011 – *Hydrodynamic Models "2D Cross-section" to Improve Understanding of Transient Flow in Complex Groundwater Systems: The Case of The "Forez" Floodplain.* Conférence Modflow And More 2011 Intergrated Hydrologic Modeling International Groundwater Modeling Center (IGWMC) Denver USA. Communication sous forme de poster et publication du résumé étendu dans les actes du colloque.

RE-BAHUAUD J., GRAILLOT D., (b) 2011 - *Apport d'une approche couplée physique et géochimie des eaux souterraines pour caractériser la diversité des fonctionnements hydrodynamiques transitoires. Cas de la plaine du Forez.* Colloque CNRS inter-ZA de Rennes sur la gestion quantitative des ressources en eau. Communication orale. [En ligne]

http://www.za-inee.org/colloque2011/telechargement/Atelier12.pdf

RE-BAHUAUD J., GRAILLOT D., MIMOUN D., ROSSIER Y., RENAC C., (a) 2012 - *Apport d'une approche couplée physique et chimie des eaux souterraines pour caractériser la diversité des fonctionnements hydrodynamiques transitoires. Cas de la plaine du Forez.* Colloque sur l'Eau, les Déchets et le Développement Durable (E3D) à Agadir. Communication orale et publication d'un article dans les actes du colloque.

RE-BAHUAUD J., GRAILLOT D., MIMOUN D., ROSSIER Y., RENAC C., (b) 2012 - *Coupled physical and chemical approach to improve understanding of transient flow in complex groundwater systems. The case of the "Forez" plain (France).* Conférence de l'European Geosciences Union (EGU). Geophysical Research Abstracts Vol. 14, EGU2012-11396, 2012.

RENAC C., GAL F., MENOT R.-P., SQUARCIONI P., PERRACHE C., 2010 – *Mean recharge times and chemical modelling transfers from shallow groundwater to mineralized thermal waters at Montrond-les-Bains, Eastern Massif Central, France.* Journal of Hydrology 376 (2009) 1-15, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.07.011

ROCHE P.A., 2005 – *Cours d'hydrogéologie (chapitre 6).* Ecole nationale des Ponts et Chaussées. 55 p.

SAGE LOIRE, 2008 - *Etat des lieux de la ressource quantitative en eaux souterraines.* Conseil Général Loire, 44p.

SALEHA F., FLIPO N., HABETS F., DUCHARNE A., OUDIN L., VIENNOT P., LEDOUX E., 2011 - *Modeling the impact of in-stream water level fluctuations on stream-aquifer interactions at the regional scale.* Journal of Hydrology, n°400, p 490–500.

SANJUAN B., CROUZET C., BRACH M., 2001 - *Caractérisation d'une contamination des eaux par l'arsenic : exemples d'Auzon et d'Auzelles (Auvergne)*, rapport BRGMRP-50737-FR,46p., 6 fig., 10 tabl.

SCHOELLER H., 1962 - *Les eaux souterraines : hydrologie dynamique et chimique ; recherche, exploitation et évaluation des ressources.* Ed. Masson, Paris, 642p.

SEBASTIEN L., 2006 – *Humains et non-Humains en pourparlers : l'Acteur en 4 Dimensions. Proposition théorique et méthodologique transdisciplinaire favorisant l'émancipation de nouvelles formes de gouvernances environnementales. Application au domaine de l'eau sur trois territoire : la Plaine du Forez, les pentes du Kilimandjaro et les Barthes de l'Adour.* Mémoire de thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne et l'Université Jean Monnet de Saint-Etienne, 422p.

SECRETAN Y., LECLERC M., DUCHESNE S., HENICHE M., 2001 – *Une méthodologie de modélisation numérique de terrain pour la simulation hydrodynamique bidimensionnelle*. Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science, vol. 14, n° 2, 2001, p. 187-212.

SEGUIN J.J., GOMEZ E., WUILLEUMIER A., 2009 - *Les indicateurs piézométriques. Un outil dans la gestion des hydrosystèmes. Orientations méthodologiques*. BRGM/RP-58139-FR.

SERRA H., PETELET-GIRAUD E., NEGREL Ph., 2003 - *Inventaire du potentiel géothermique de la Limagne (COPGEN). Synthèse bibliographique de la géochimie des eaux thermales*, rapport BRGMRP-52587-FR, 84 p., 21 fig., 5 tabl., 2 ann.

SIGG L., BEHRA Ph. , STUMM W., 2000 – *Chimie des milieu aquatiques - Chimie des eaux naturelles et des interfaces dans l'environnement*. 3ième ed. DUNOD.

SOGREAH et AQUASCOP, 1996 – Étude *géomorphologique de la Loire dans le département Loire*. Étude pour la DDE. Loire, le Ministère de l'Environnement, l'Agence de l'eau Loire/Bretagne, le C.G. de la Loire, l'UNICEM Rhône-Alpes. Volets 1 (usages et contraintes) 60p, 2 (fonctionnement géomorphologique) 84p. et 4 (propositions de gestion) 76p.

TAMERS M.A., 1960 - *Carbon-14 Dating with the Liquid Scintillation Counter : Total Synthesis of the benzene Solvent*, Science, vol. 132, p668-669,

THIÉBAUD E., 2008 - *Fonctionnement d'un système hydrothermal associé à un contact tectonique alpin (La Léchère, Savoie). Apports de l'hydrogéologie, de la géochimie et de la modélisation hydrodynamique et thermique en vue de la gestion de la ressource.* Thèse de doctorat soutenue à l'Université de Savoie, 306p.

THIERION C., LONGUEVERGNE L., HABETS F., LEDOUX E., ACKERER P., MAJDALANI S., LEBLOIS E., LECLUSE S., MARTIN E., QUEGUINER S., VIENNOT P., 2012 - *Assessing the water balance of the Upper Rhine Graben hydrosystem*. Journal of Hydrology, n°424, p 68-83. doi: 10.1016/j.jhydrol.2011.12.028.

TIMUHINS A., KLINTS I., SENNIKOVS J., VIRBULIS J., 2012 - *Use of regional climate models data for groundwater recharge modelling in Baltic artesian basin*. Geophysical Research Abstracts Vol. 14, EGU2012-8234-1, 2012.

TOBLER W., 1970 - *A computer movie simulating urban growth in the Detroit region*. Economic Geography 46:234–40.

TOMAS F., 1971 - *Le relief et les sols de la plaine du Forez*. Livre, Editeur centre d'études Foreziennes, 119p.

TOMAS F., 1997 - *Paysages et milieux naturels de la plaine du Forez*, Editeur centre d'études Foreziennes, 314p.

TSANG C.F., NIEMI A., 2012 - *A discussion of issues related to hydrogeology of deep geologic systems*. Communication : European Geosciences Union General Assembly 2012, Vienne, Autriche 22 au 27 avril 2012. Geophysical Research Abstracts Vol. 14, EGU2012-3563, 2012.

VERNOUX J.F., WUILLEUMIER A., DÖRFLIGER N., 2007 - *Délimitation des bassins d'alimentation des captages et cartographie de leur vulnérabilité vis-à-vis des pollutions diffuses*. Guide méthodologique BRGM/RP-55874-FR, 73p.

VIRBULIS J., SENNIKOVS J., BETHERS U., 2012 - *Modelling of the groundwater flow in Baltic Artesian Basin*. Geophysical Research Abstracts Vol. 14, EGU2012-10055, 2012.

WAHBA G., 1990 – *Spline models for observational data*. Paper presented at CBMS-NSF Regional Conference Series in Applied Mathematics. Philadelphia : Soc. Ind. Appl. Maths.

Bibliographie consultée :

AL BITAR A., 2007 - *Modélisation des écoulements en milieu poreux hétérogènes 2D / 3D, avec couplages surface / souterrain et densitaires.* Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Toulouse, 125 p.

ALLARD P., FOX D., PICON B., 2007 - *Incertitudes & Environnement La fin des certitudes scientifiques.* Ed. Edisud, Livre 460 p.

BANTON O., BANGOY M., 1997 - *Hydrogéologie, multiscience environnementale des eaux souterraines.* AUPELF-UREF et Presses de l'Université du Québec, 460p.

BENMALEK Y., 2009 – *La confrontation entre les besoins en eau et les ressources en eau en moyenne montagne cristalline.* Thèse de doctorat, Université de Saint-Etienne, 535p.

BETHKE C. M.et JOHNSON T. M., 2001 - *Paradox of groundwater age.* Revue Geology Fevrier 2002, p 107-110.

BICHOT F., LAVIE J., PINAULT JL., THINON-LARMINACH M., 2007 - *Recherche d'indicateurs piézométriques pour la gestion des prélèvements en nappe. Phase 1 : Bassins de la Dive du Nord, du Clain de la Sèvre Niortaise, de la Boutonne et de la Seudre.* BRGMM/RP-54569-FR, 220 p., 199 ill., 2 ann., 12 planches hors texte.

CHAKHAR S., 2006 – *Cartographie décisionnelle multicritère : Formalisation et implémentation informatique.* Thèse de doctorat, Université Paris Dauphine D.F.R. Sciences des Organisations, 300p.

CHILES J.P., 2004 – *La modélisation géostatistique de la variabilité spatiale et ses applications.* HDR Académie de Paris. Université Pierre et Marie Curie, 71p.

DAKOURE D., 2003 – *Etude hydrogéologique et géochimique de la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni (Burkina Faso – Mali). Essai de modélisation.* Thèse de doctorat soutenue à l'Université Paris VI, 255 p.

DE LA VAISSIERE R., 2006 – *Etude de l'aquifère néogène du Bas-Dauphiné. Apports de la géochimie et des isotopes dans le fonctionnement hydrogéologique du bassin de Valence (Drôme, Sud-Est de la France).* Thèse de doctorat soutenue à l'Université d'Avignon, 342p.

DESBARATS A.J., LOGON C.E., HINTON M.J., SHARPE D.R., 2002 - *On the kriging of water table elevations using collateral information from a digital elevation model.* Journal of Hydrology 255 (2002) 25 - 38

DING D.Y., 2004 – *Near-well upscalling for reservoir simulations*. Oil & Gaz Science and Technology – Rev. IFP, Vol. 59 (2004), No. 2, p 157-165

EIH, 2001 – *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. www.science.uottawa.ca/%7Eeih/toc.htm

ER-ROUANE S., 1992 – *Méthodologie d'acquisition et de traitement des données hydrogéologiques. Application au cas de la plaine de la Bahira (Maroc)*. Thèse de doctorat, Université de Nancy 1, 173p.

FATMI H., ABABOU R., MATRAY J.M., 2008 - *Statistical pre-processing and analyses of hydro-meteorological time series in a geologic clay site (methodology and first results for Mont Terri's PP experiment)*. Physics and Chemistry of the Earth 33 (2008) S14–S23

GEORGES V , 2007 – *Le Forez du 6ème au 1er millénaire av. J.-C. Territoires, identités et stratégies des sociétés humaines du Massif central dans le bassin amont de la Loire (France)*. Thèse de doctorat, Université de Bourgogne, 335p. Vol1.

GRAILLOT D., 1983 – *M.I.S.E. Modèle Intégré de Stratégie de l'Eau, outil pédagogique et d'aide à la décision*. Thèse 3° cycle, Université de Montpellier, tome 1, 224p., tome 2, 210 p.

HABETS F., 2011 – *Etude de la ressource en eau : de l'hydrométéorologie à la modélisation intégrée des hydrosystèmes*. Habilitation à Diriger les Recherches HDR soutenue à l'Université Pierre et Marie Curie (Paris VI). 98p.

HUBERT P. et OLIVE P., 1995. *Modélisation par une loi gamma de la distribution des temps de séjour de l'eau dans les systèmes hydrogéologiques en régime permanent*. Tracer technologies for hydrological systems. IASH, pp. 211-217.

HUNT R.J., ANDERSON M.P., KELSON V.A., 1998 – *Improving a complex finite-difference ground water flow model through the use of an analytic element screening model*. Ground Water Vol. 36, n° 6, (November – December 1998) p. 1011 - 1017

JANSSENS-CORON E., 2007 – *Automatisation du processus de modélisation 3D en hydrogéologie par système expert et ontologies*. Proposé de recherche dans le cadre du programme de doctorat en géomatique, Faculté de foresterie et géomatique Université de Laval (Québec), 45p.

KAO C., 2002 - *Fonctionnement hydraulique des nappes superficielles de fonds de vallées en interaction avec le réseau hydrographique*. Thèse de doctorat, CEMAGREF, ENGREF, 278p.

LALBAT F., 2006 – *Fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère Miocène du bassin de Carpentras (Vaucluse, France)*. Université d'Avignon, Thèse de doctorat 231p.

LAMOTTE C., 2003 – *Ressource en eau thermale de la station de Montrond-Les-Bains*. BRGM/RP-52508-FR, 75p.

LAURENT F., 1996 - *Outils de modélisation spatiale pour la gestion intégrée des ressources en eau :Application aux Schémas d'Aménagement et de Gestion des Eaux*. Thèse, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne, Paris. 357p.

LE GRAND P., 2003 – *Formes curvilinéaires avancées pour la modélisation centrée objet des écoulements souterrains par la méthode des éléments analytiques*. Mémoire de thèse de doctorat, École des Mines de Saint-Etienne, 120p.

MASUEL S., 2001 - *Modélisation hydrodynamique de la nappe phréatique quaternaire du bassin du lac Tchad*. Université de Montpellier II, mémoire de fin d'étude master, 85p.

MCPEEK E. G., 2008 - *Applications of Spatial Analysis for Bedrock Structures and Groundwater Wells*. A thesis presented to the faculty of the Russ College of Engineering and Technology of Ohio University, 123p.

MICHON L., 2000 - *Dynamique de l'extension continentale - Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif Central*. Université Blaise Pascal Clermont, Thèse de doctorat, 266p.

MIMOUN D., GRAILLOT D., 2008 –*Étude des potentialités aquifères de la nappe alluviale dans la basse vallée de la Dore*. Rapport intermédiaire, École des Mines de Saint-Etienne, Armines, 66p.

PARAN F., 2005 – *Contribution à l'étude biophysique de la nappe phréatique sur les communes de Magneux Hautes-Rive, Chambéon et Feurs : rive gauche du fleuve Loire (Plaine du Forez, Département de la Loire)*. Extrait du mémoire de thèse de doctorat (numéro d'ordre : 392 SGE), École des Mines de Saint-Etienne, 100p.

PEYRARD D., 2008 - *Un modèle hydrobiologique pour décrire les échanges entre l'eau de surface et la zone hyporhéique de grandes plaines alluviales*. Thèse de doctorat, Université de Toulouse, 276p.

PORTERET J., 2008 - *Fonctionnement hydrologique des têtes de bassin versant tourbeuses du Nord-est du Massif Central*. Mémoire de thèse de doctorat, Université Jean Monet Saint-Etienne, 414p.

RENARD P., LE LOC'H G., 1996 – *Une nouvelle technique de calcul de la perméabilité équivalente des milieux poreux : la renormalisation simplifiée*. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 323, série II a, p. 859 - 864

ROCHE P.A., BILLEN G., BRAVARD J-P., DECAMPS H., PANNEQUIN D., VINDIMIAN E., WASSON J-G., 2004 – *Les enjeux de recherche liés à la directive-cadre européenne sur l'eau*. C. R. Géosciences 337 (2005) p. 243-267

SALTEL M., 2008 - *Impact de structures géologiques sur l'alimentation de systèmes aquifères profonds - Fonctionnement hydrogéologique des antiformes du sud de Bordeaux*. Thèse de doctorat, Univ. de Bordeaux, 208 p.

STARON G., 1982 – *Méthodologie pour une meilleure connaissance de la ressource en eau : application expérimentale au bassin de la Loire supérieure*. Revue de géographie de Lyon (1982), Volume 57, Numéro 3 p. 267 – 286.

STUIVER M., REIMER P. J., BARD E., BECK J. W., BURR G. S., HUGHEN K. A., KROMER B., McCORMAC G., VAN DER PLICHT J., SPURK M., 1998 - *INTCAL98 radiocarbon age calibration*, 24000-0 cal BP, Radiocarbon (1998a) 40: 1041-1083.

THIERION C., 2011 – *Modélisation du fonctionnement de l'aquifère alluviale rhénan supérieur et vulnérabilité sous l'impact du changement climatique*. Thèse de doctorat soutenue à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. 192p.

UBELAKER S.H., BUCHHOLZ B.A., 2005 - *Complexities in the Use of Bomb-Curve Radiocarbon to Determine Time Since Death of Human Skeletal Remains*. Forensic Science Communications UCRL-JRNL-212160

VITEL G., 2001 - *Géologie de la Loire*, Publications de l'Université de Saint-Etienne, 156p.

WINTER TC., 1999 - *Relation of streams, lakes and wetlands to groundwater flow systems*. Hydrogeology Journal 7, 28-45.

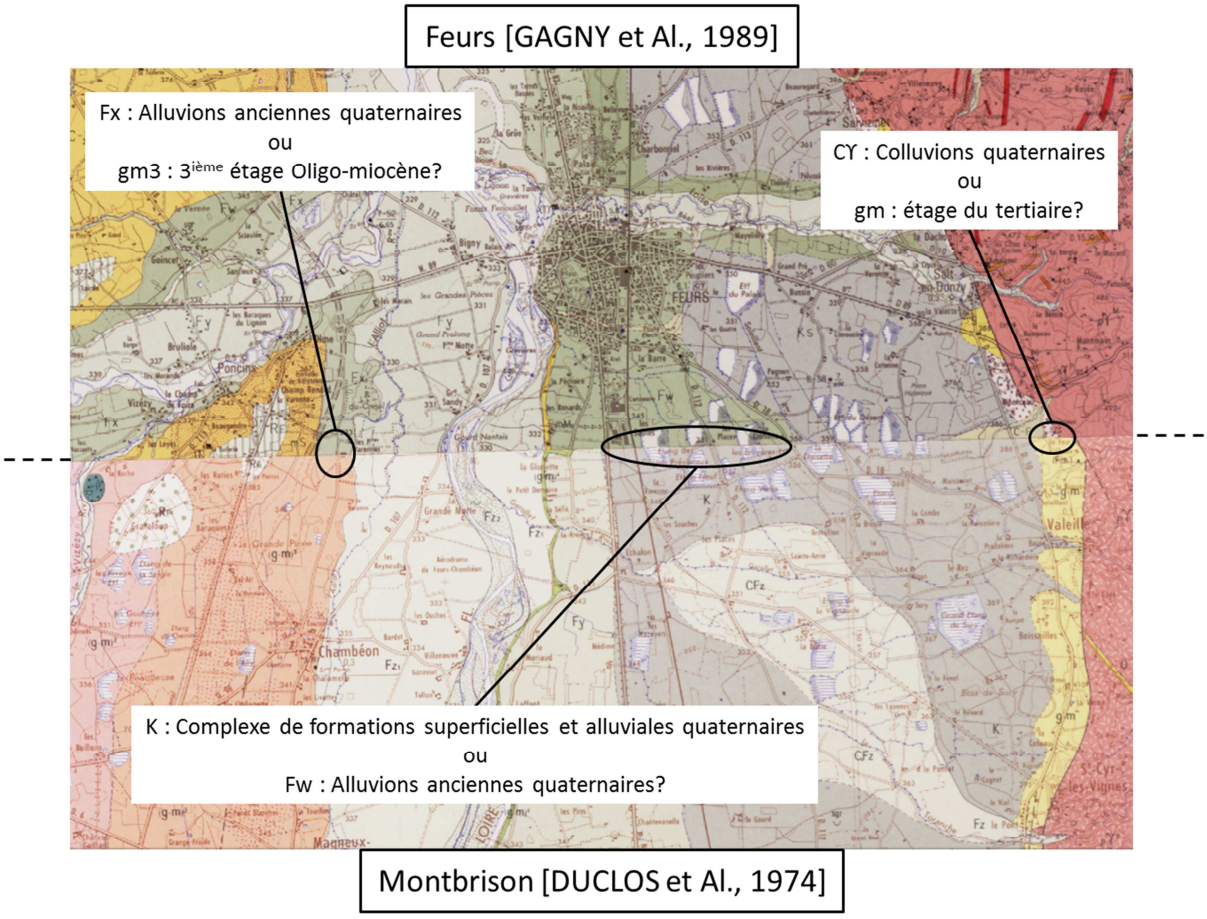
ZHANG Q., LI L., 2009 - *Development and application of an integrated surface runoff and groundwater flow model for catchment of Lake aihu watershed, China*. Quaternary international (2009), 7p.

ZHU Y., DAY R.L., 2009 – *Regression modeling of stremflow, baseflow, and runoff using geographic information systems*. Journal of Environnemental Management (2009), p.946 - 953

ZIN I., 2002 – *Incertitudes et ambigüité dans la modélisation hydrologique*. Thèse de doctorat, LTHE Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrogéologie et Environnement, 197p.

Annexes

Annexe 1 - Différences d'interprétations des cartes géologiques de Feurs et Montbrison



Les cartes géologiques de Feurs et Montbrison proposées pas Gagny et Duclos conduisent à des incohérences pour construire une carte géologique synthétique au 1/50 000ième. Les grandes hétérogénéités au sein des formations tertiaires rendent en effet difficile la cartographique des zones d'intérêt hydrogéologique et peuvent induire des confusions entre formations d'âge tertiaire et quaternaire.

Annexe 2 - Extrait de l'avis informel sur l'étude BAC secteur de Balbigny – Pouilly-les-Feurs (révisé)

De l'École des Mines

A l'attention de la DDT Loire

Cet avis s'articule en deux parties, la première traite des pistes d'interprétation et des idées de suivi terrain permettant d'expliquer le fonctionnement hydrogéologique du secteur en question et la seconde partie traite des hypothèses permettant d'expliquer le suivi de la concentration en nitrates du captage.

Interprétation du fonctionnement hydrogéologique secteur de Balbigny nappe des Colluvions (KS) :

Le contexte géologique régional de la plaine du Forez est très varié et a des répercussions sur le fonctionnement hydrogéologique. Pour avoir travaillé dans le plaine du Forez, nous avons pu identifier la complexité et la diversité des comportements hydrogéologiques qui impliquent d'appréhender chaque secteur de façon distinct.

Le secteur situé entre Balbigny et Pouilly-les-Feurs, en rive droite de la Loire, est en effet complexe du fait de la cohabitation de plusieurs formations géologiques ayant des comportements hydrogéologiques distinctes. Dans le secteur englobant la zone amont du captage étudié, on trouve différentes formations sédimentaires localisées dans la plaine du Forez et des formations cristallines situées au niveau des reliefs encerclant la plaine.

→ L'aquifère exploité est situé dans un complexe colluvial KS présentant un niveau aquifère relativement perméable, permettant l'exploitation annuel d'un volume d'eau de 2100000 m^3 sur trois ouvrages proches. Il est probable qu'en réalité, l'aquifère exploité soit une ancienne terrasse alluviale surmontée de colluvions d'épaisseur variable. Pour la suite de l'avis, le magasin aquifère exploité sera assimilé à la formation KS. La formation géologique KS semble se présenter comme une couverture argileuse continue de 2 à 7 m. Cette couverture argileuse constitue une protection naturelle de l'aquifère sous-jacent contre les pollutions diffuses et ponctuelles. Toutefois, cette couche argileuse empêche l'infiltration d'eaux météoriques. Du point de vue quantitatif, ceci suggère que la ou les zones d'alimentations se situent en amont de la formation KS. Cette hypothèse forte suppose que la couche d'argile est continue sur l'ensemble de la zone. Il serait intéressant de vérifier cette hypothèse en faisant quelques sondages à la tarière et en mettant en œuvre des panneaux électriques (prospection géophysique) notamment en amont du captage parallèlement et perpendiculairement à la direction générale d'écoulement.

En amont de la formation KS aquifère et du captage, se trouve les formations cristallines des coteaux et les formations sédimentaires de bordure gS. Ces deux formations sont incisées par plusieurs petits affluents ayant déposés un complexe C-F d'alluvions et colluvions indifférenciés.

→ La formation sédimentaire gS représente le premier étage de remplissage du graben du Forez et est constituée de sables et graviers à matrice plus ou moins argileuse. Bien que représentant une surface relativement faible, cette formation semble être la seule susceptible d'infiltrer les eaux alimentant le captage étudié. Des essais d'infiltration et des sondages à la tarière pourraient permettre de vérifier si les formations gS sont infiltrantes ou non.

En réalisant un simple calcul de volume d'eau d'infiltration par les eaux météoriques, on obtient un volume approximatif de 200000 m^3 par an, ce volume est à mettre au regard du volume prélevé annuellement au niveau du captage, soit 210000 m^3 par an (détails du calcul Note 1).

Il va de soit que la quantité d'eau provenant de l'infiltration des eaux météoriques est loin d'être suffisante pour expliquer l'alimentation de la nappe. Cette considération amène à envisager d'autres sources potentielles précisées ci-après.

→ Les formations cristallines des coteaux, sous l'effet de l'érosion s'altèrent pour former généralement des arènes pouvant contenir localement une quantité d'eau non négligeable. Ces formations ne constituent pas des nappes exploitables à proprement parler (perméabilité souvent faible $< 10^{-5}$ m/s et l'épaisseur mouillée généralement faible de quelques centimètres à un peu plus d'un mètre), les courbes isopièzes sont calquées sur les courbes de niveau topographique. L'eau contenue dans ces formations est largement drainée par le réseau hydrologique superficiel.

L'eau qui n'est pas drainée par le réseau superficiel, peut potentiellement servir à l'alimentation de la nappe captée. Cette alimentation de la nappe doit probablement se faire via le passage dans la formation gS. Les relations hydrauliques entre les formations cristallines et la formations gS doivent probablement se faire par déversement d'un compartiment à l'autre suivant le gradient hydraulique, la faille ne faisant pas écran aux écoulements.

Par ailleurs, lors de forte pluie, une partie des eaux de ruissellement de surface s'écoulant des coteaux et n'atteignant pas le réseau hydrographique, rencontre une rupture de pente au niveau des formations gS pouvant potentiellement favoriser une infiltration supplémentaire.

Pour le déversement du compartiment « nappe » de coteaux dans le compartiment gS, l'eau est en suite redistribuée dans les formations KS. Au vue des perméabilités souvent faibles des formations cristallines de coteaux, les volumes d'eau annuels alimentant la nappe des colluvions KS sont faibles. En première approximation, en appliquant l'équation de Darcy sur une section homogène au niveau de l'interface entre les formations d'arèniques des coteaux et la formation sédimentaire gS. On obtient un volume d'alimentation annuel par les coteaux d'environ entre 20000 et 40000 m^3 par an (détails du calcul Note 2).

La somme des volumes d'eau provenant des coteaux et de l'infiltration des eaux météoriques dans les formations gS ne suffit pas à expliquer la recharge annuelle de la nappe au regard des volumes exploités.

Ceci induit la coexistence d'une ou plusieurs sources d'eau supplémentaires permettant de boucler un bilan annuel cohérent.

Ceci conduit à formuler plusieurs hypothèses quant aux sources probables associées au contexte régional :

Source d'eau provenant de l'infiltration probable d'une partie des eaux des affluents traversant perpendiculairement les formations géologiques sus-évoquées. Sur le linéaire d'environ 600 m traversant la formation gS, il est probable qu'une quantité d'eau négligeable au vue des débits de l'affluent mais conséquent pour l'alimentation d'une nappe. Des tests d'infiltration (par exemple double anneau) pourraient être réalisés en plusieurs points au proche des affluents. En première approximation, il a été supposé que les affluents ne s'infiltraient pas au droit de la formation KS. Le fait que topographiquement les affluents semblent encaissés (lecture des courbes de niveaux de la carte IGN et MNT 50 m IGN) peut indiquer que la couverture argileuse de la formation KS pourrait être potentiellement incisée et donc, dans une telle situation, les relations entre la nappe et le cours d'eau redevient possible. Par ailleurs, d'un simple point de vue relation géométrique (étude cartographie comparant altitude de la nappe et altitude des cours d'eau), il semblerait que les cours d'eau soient perchés vis-à-vis du toit de la nappe. Ceci indiquerait, qui si des échanges existent, il se fasse des cours d'eau vers la nappe, soit une alimentation supplémentaire de l'aquifère exploité.

Sans connaître le débit moyen annuel des affluents présents dans le secteur, si le long du linéaire en amont du champ captant, la perte par infiltration est de 5L/s, en une année, la perte pour le cours d'eau représenterait une alimentation pour la nappe de 157680 m3/an.

Un même test d'infiltration en différents points des affluents traversant la formation KS pourrait être envisagé.

Source d'eau provenant de l'artésianisme des formations tertiaires sous-jacentes (formations pouvant dépasser les 600 m au centre du graben). Ce phénomène est actuellement mis en évidence dans mes travaux de thèse. Même si les formations tertiaires sont peu perméables, à l'échelle du graben, les transmissivités ne sont pas négligeables, les flux de recharge associés peuvent être importants. Les eaux transitant dans les formations tertiaires peuvent être très âgées du fait des faibles perméabilités (eaux datées > 20000 ans).

Par ailleurs, les zones d'alimentation des formations tertiaires sont situées en bordure de plaine à des altitudes bien supérieures de la zone du champ captant donc une mise en charge et un artésianisme potentiel. Les anciens forages « MOB » (un peu plus d'une centaine de forages profonds dans la plaine du Forez) de la COGEMA, qui avaient pour vocation, la prospection de gisement d'uranium, ont prouvés l'existence d'un artésianisme profond provenant des formations tertiaires. Une analyse couplée ^{13}C et une datation des eaux ^{14}C (carbone radioactif) pourrait permettre d'estimer un temps de transite moyen des eaux dans le compartiment souterrain et de mettre en évidence une contribution des eaux des formations tertiaires dans l'alimentation de la nappe des formations KS.

Source d'eau provenant de l'hydrothermalisme notamment localisé au niveau des failles de bordures qui se prolongent très profondément dans la croûte continentale. Des circulations d'eau hydrothermales localisées peuvent exister et ne sont pas forcément visible en surface. La source apparente la plus proche connue est localisée à Salt en Donzy à quelques kilomètres plus au Sud. Il n'est pas exclu que de l'hydrothermalisme existe dans le secteur de Balbigny, en partant de l'hypothèse que la ou les sources hydrothermales alimentent en souterrain les formations gS, l'eau servirait indirectement à alimenter les formations KS.

A partir des analyses chimiques complètes sur eaux brutes (RP) probablement ayant déjà été réalisées, une interprétation de la signature géochimique des eaux permettrait de déterminer si il existe ou non une contribution des eaux hydrothermales à l'alimentation des directe ou indirecte des formations aquifères KS.

Conclusion :

L'interprétation du fonctionnement hydrogéologique sur la zone d'infiltration (formation gS) diverge de celle du BET, il pourrait être intéressant de mettre en place un suivi pour améliorer la connaissance du secteur et valider ou réfuter les hypothèses formulées ci-dessus (sources supplémentaires). Cette divergence d'interprétation implique d'appréhender le transfert de nitrate un peu différemment (en terme de vulnérabilité et localisation des sources de pollution diffuses ou ponctuelles).

Remarque :

- Les interprétations proposées constituent un point de vue supplémentaire méritant d'être vérifié et ne réfute pas nécessairement le travail du BET.

- La visualisation de la carte Cassini (sous réserve de la précision suffisante de la carte) montre que les affluents s'écoulant au Nord-Ouest du champ captant, coulaient au niveau du champ captant en 1850. Il serait peut être intéressant d'évaluer la pertinence ou non de cette information par repérage d'éventuels dépôts ou incision sur le terrain. La présence historique d'affluent au niveau du champ captant pourrait potentiellement induire des écoulements préférentiels.

Hypothèses permettant d'expliquer le suivi de la concentration en nitrates du captage :

La variabilité temporelle des concentrations en nitrate dans les différents ouvrages semble indiquer une cyclicité annuelle avec une corrélation probable de la teneur en nitrate avec la période été et hivers. Cette corrélation n'étant pas nécessairement évidente à appréhender si on considère un système hydrogéologique ayant des temps de transfert des eaux et des polluants « courts » (par exemple, pour un temps de transfert « court » lors d'un épisode pluvieux important, on peut considérer que l'impact au niveau du captage est mesurable quelques jours voir le mois suivant l'épisode pluvieux). En revanche, si on considère un système avec un temps de transfert « moyen » (plusieurs centaines de jours voir plusieurs années), l'hypothèse d'une corrélation entre teneur en nitrate et période de l'année (été/hivers) est pertinente. Cette hypothèse considère les variabilités de l'infiltration efficace moyenne d'une année sur

l'autre, ceci explique que certaines années, les pics de teneur en nitrate sont moins importants (corrélé à une année avec peu d'infiltration efficace).

Dans le rapport la mise en relation entre épisodes pluvieux des jours précédents un pic de nitrate n'a donné aucune corrélation car le système aquifère n'a probablement pas un temps de réaction « court ».

Dans ce cadre et dans l'hypothèse d'une alimentation au niveau des formations gS, il est possible de d'estimer grossièrement une fourchette de temps de transfert suivant différents scénarios. L'estimation d'une fourchette de temps de transfert est réalisée sur une ligne de courant théorique dans l'axe des captages et perpendiculaire aux isopièzes. L'infiltration des eaux au niveau des formations gS parcours au minimum un kilomètre avant d'atteindre le captage. Si on considère une vitesse de Darcy estimée entre 0,6 et 2,25 m/j, le temps de transfert de la zone d'infiltration au captage est compris entre 400 et 1700 j (détails du calcul Note 3).

En considérant l'hypothèse que les nitrates réagissent comme des traceurs conservatifs (pas de retard et pas de biodégradation). La vitesse de Darcy pour calculer des temps de transfert peut être intéressante en première approximation.

Ces résultats considèrent une perméabilité homogène et un panel de porosité efficace (ce qui n'est probablement pas vrai en réalité). Néanmoins, les résultats sont surestimés, étant donné que le cône d'appel induisant une augmentation du gradient liée aux pompages n'est pas pris en compte dans ce calcul.

Toutefois, ce simple calcul considérant le scénario d'une source de pollution provenant uniquement de l'infiltration au niveau des formations gS montre que la corrélation entre épisode pluvieux et pic de nitrate doit être appréhendé différemment (en considérant un système réagissant plus lentement).

Si on s'intéresse aux sources potentielles de nitrate, l'identification de ces sources constitue la phase 3 des études BAC. A ce titre, je propose quelques préconisations en concordance avec les hypothèses de fonctionnement hydrogéologique sus-évoquées précédemment. Ces préconisations permettront éventuellement d'orienter la prospection des sources de nitrate présentes au niveau du périmètre BAC.

Les sources prépondérantes de nitrates sont probablement d'origine agricole, provenant de l'épandage sur les champs, de l'élevage de bétail (souvent au niveau des coteaux), du stockage provisoire de fumier, etc.

Les sources secondaires de nitrates peuvent provenir des systèmes d'assainissement autonome pas en conformité et de la station d'épuration située en amont. Ces sources sont probablement très minoritaires vis-à-vis des pollutions d'origine agricole dans le contexte de la plaine du Forez mais cette hypothèse serait à vérifier.

Les nitrates peuvent atteindre les captages suivant plusieurs voies identifiées ci-après :

- Infiltration directe au droit de la formation géologique gS puis redistribution des nitrates dans le complexe colluviale KS (temps de transfert « moyen », voir calcul précédent),

- Infiltration et transfert par déversement des coteaux dans les formations gS puis redistribution des nitrates dans le complexe colluviale KS (temps de transfert « long » probablement plusieurs années),

- Ruissellement des coteaux sans atteindre le réseau hydrographique et infiltration dans les formations gS (temps de transfert « moyen » à « long »),

- Ruissellement jusqu'au réseau hydrographique et réinfiltration au niveau de gS (temps de transfert « moyen ») ou/et au niveau de KS (temps de transfert « moyen » à « court »),

- Déversement par ruissellement d'eau superficielle directement dans la nappe via des puits mal protégés (temps de transfert « moyen » à « court » suivant la localisation des puits concernés).

Si les hypothèses de fonctionnement hydrogéologique exposées ci-dessus s'avèrent juste, ceci implique une surveillance toute particulière des activités potentiellement polluantes au droit des formations gS (zone d'infiltration préférentielle).

D'après les analyses en nappe réalisées lors de la campagne de mesure de novembre 2010, un point situé au niveau des formations gS (supposées infiltrantes) présente une concentration de 406 mg/L (8 fois la norme) de nitrate. Ce point Pf3, se trouve dans l'axe d'écoulement aboutissant directement aux captages de ce secteur. Cette source ponctuelle pourrait potentiellement expliquer tout ou partie des concentrations observées au niveau des captages. Par ailleurs, un autre prélèvement en nappe présente une teneur en nitrate importante, mais le point Pf19 (242 mg/L) ne semble pas pouvoir impacter directement les captages étudiés au vue des cônes d'appels calculés. Cependant, ce point à de grandes chances d'impacter la nappe plus en aval.

Dans le cadre de l'étude BAC, il pourrait donc être intéressant d'identifier en priorité les sources ponctuelles induisant des pollutions chroniques. C'est-à-dire d'identifier notamment les stockages de fumier non protégés (pas de bâche de rétention ni de substratum imperméable) directement entreposés sur les formations gS et proche des points d'accès à la nappe.

Remarque : Il peut être judicieux de référencer les puits présents sur les formations KS en amont du captage. Les formations KS sont supposées non vulnérables aux pollutions agricoles du fait de la couverture argileuse continue. Toutefois, les puits présents dans les formations KS sont souvent mal protégés et sont soumis aux infiltrations d'eaux superficielles. Plus grave, sans faire de généralités, connaissant certaines pratiques d'agriculteurs peu soucieux de l'environnement, l'épandage de fumier dans les cours de fermes sans précaution particulière, donne souvent lieu à du ruissellement d'eaux chargées en nitrates se déversant directement dans les puits et polluant de ce fait la nappe.

Des analyses de nitrates des eaux superficielles réalisées en novembre 2010, en différents points du bassin versant, montre que le réseau hydrographique présente des concentrations relativement faibles en nitrates.

Il pourrait être intéressant de réitérer ces analyses en eaux superficielles à différentes périodes de l'année. Ceci permettrait d'évaluer si il existe ou non une variabilité annuelle de la teneur en nitrate dans les cours d'eau et donc, suivant la période de l'année, isoler éventuellement des sources potentielles. Un prélèvement après épandage agricole et pluie forte pourrait présenter des résultats intéressant.

Remarque :

On peut s'attendre qu'une analyse hors période d'épandage, après une forte pluie sur un sol déjà lessivé (novembre 2010) n'aboutisse qu'à des teneurs en nitrates faibles.

Conclusion :

Une réflexion pourrait être engagée sur une estimation plus fine des temps de transfert des nitrates ainsi que sur l'origine des nitrates. Une analyse des isotopes de l'azote pourrait permettre d'identifier l'origine ou les origines des nitrates. Une analyse des isotopes du carbone pourrait permettre d'estimer un temps moyen de transfert des eaux dans le compartiment souterrain.

Il semble intéressant de se concentré sur les sources ponctuelles (stockages transitoires de fumier) dans les zones potentiellement infiltrantes et proches des points d'accès à la nappe.

Avertissement : Chaque élément d'interprétation avancé est étayé par des arguments déduits des différentes sources de données disponibles sur le secteur d'étude. Toutefois, certaines hypothèses ne sont pas vérifiables sans campagne de terrain complémentaire, dans ce cas, un suivi terrain est proposé.

Outils et supports utilisés pour l'interprétation :

→ Infoterre + Géoportail (photos aériennes, carte géologique Feurs 1/50ième, carte Cassini, carte IGN 1/25ième, réseau hydro Carthage, BDALTI MNT 50m IGN et l'indice IDPR)

→ Rapport d'étude R/6054593-V03, (étude BAC BET)

Note 1 :

Volume d'eau d'infiltration annuel moyen estimé = l * L * Ieff = 600 m * 1700 m * 180 mm = 183600 m3 par an

Avec :

l : largeur de la formation gS environ 600 m

L : longueur de la formation gS environ 1700 m

Ieff = infiltration efficace moyenne annuelle environ 180 mm

Note 2 :

Q = KAi = entre 6.10-4 et 1,2.10-3 m3/s ➔ Volume d'eau d'alimentation annuel = Q * 3600 * 24 * 365 = entre 18764 et 37528 m3 par an

Q : Flux de Darcy m3/s

K : Perméabilité déduite d'environ 10-5 m/s

A : Section par laquelle transite l'eau (A = L*z avec L : longueur de l'interface environ 1700 m et z : épaisseur mouillée 0.5 m et 1 m)

i : gradient hydraulique au niveau des coteaux environ 7%

Note 3 :

$V = K * \Phi * i$

$t = d/V$ = entre 400 et 1700 jours

V = vitesse de Darcy

t = temps de transfert

d = distance minimale entre la zone d'infiltration et le captage environ 1000 m

K = perméabilité moyenne déduite des essais de pompage environ 1,5.10-3 m/s

Φ = porosité cinématique essais avec 5 et 20%

i = gradient hydraulique au niveau des formations KS environ 8,7%

Annexe 3 - Gestion de données et connaissances hydrogéologiques d'un territoire

Ce paragraphe propose, dans un premier temps, de définir les termes données et connaissances puis, dans un second temps, de classer les principales caractéristiques propres aux données hydrogéologiques spatialisées et enfin, dans un troisième temps, de s'appuyer sur ces caractéristiques afin d'organiser les données de façon structurée et harmonisée.

- Données et connaissances hydrogéologiques spatialisées

  - Définition

Dans le cadre de ce travail de thèse et pour structurer l'ensemble de la deuxième partie du mémoire, il convient de préciser les termes « données » et « connaissances » puis de décrire les liens sémantiques entre ces termes dans un cadre général et dans le cadre de l'hydrogéologie.

D'une manière générale, la donnée est l'élément observable, voir mesurable, d'un fait. Le regroupement, l'organisation et le traitement de données constituent la base de l'information. Ainsi, l'information, nécessairement contextualisée, émane d'une interprétation de données par des moyens humains ou automatiques (par exemple le recours aux outils informatiques d'analyse spatialisée). La combinaison d'informations en relation les unes avec les autres constitue la connaissance.

Pour illustrer ces concepts appliqués à l'hydrogéologie plusieurs exemples sont choisis :

- la « donnée brute » peut être constituée par la localisation d'un puits dont le niveau piézométrique a été relevé ;
- la « donnée interprétée » peut être constituée par une carte piézométrique représentative d'un secteur géographique particulier et d'une situation de nappe particulière. La construction d'une telle carte relève d'un traitement (interpolation) d'un ensemble de données brutes spatialisées ;
- la « connaissance » peut être constituée par une synthèse hydrogéologique du fonctionnement d'un ou plusieurs aquifères qui s'appuie sur l'interprétation de plusieurs cartes piézométriques, sur une estimation de valeurs de perméabilité et sur une interprétation géomorphologique des structures aquifères.

- Caractéristiques hydrogéologiques des données

Les caractéristiques hydrogéologiques d'une donnée ou d'un groupe de données concernent le type, le niveau de traitement, la référence temporelle, la nature et la précision de la mesure. Ces caractéristiques sont évoquées ci-dessous :

Les types des données sont classés selon la terminologie utilisée pour le paramétrage de modélisations déterministes des écoulements souterrains ;

- Le niveau de traitement des données hydrogéologiques, la donnée peut être conservée sous sa forme « brute » (par exemple des mesures de hauteurs d'eau ponctuelles dans les puits) ou sous une forme « interprétée » par des moyens soit humains soit automatiques (par exemple des courbes d'isovaleurs du toit d'une portion de nappe issues d'un traitement géostatistique ou encore d'une interprétation naturaliste des interfaces d'intérêt hydrogéologique à partir d'un log forage) ;
- La référence temporelle, qui a une importance si les données sont susceptibles de varier dans le temps. C'est typiquement le cas pour les hauteurs d'eau d'une nappe alluviale qui fluctuent en fonction des saisons (hautes eaux, moyennes eaux, basses eaux). Les mesures peuvent être ponctuelles dans le temps (par exemple une campagne de mesures des hauteurs d'eau dans des piézomètres en période de basses eaux le 14 août 2005) ou réparties au cours d'une période définie (par exemple l'enregistrement en continu d'une hauteur d'eau dans un piézomètre) ;
- La nature des données hydrogéologiques, qui suivant les sources peut être soit qualitative (par exemple des informations géologiques ou une description naturaliste du phénomène hydrogéologique) soit quantitative (par exemple la distribution des hauteurs d'eau calculée par un modèle déterministe d'écoulements souterrains, (altitudes des interfaces, perméabilités, débits,…)) ;
- Le format, qui suivant les sources de données peut être sous forme numérique (base de données tableur, cartes vectorisées, MNT raster, …) ou sous format papier (cartes, log forage, …).
- La précision de la mesure qui varie suivant la méthode ou l'outil d'acquisition (par exemple la mesure du niveau d'eau d'une nappe avec une sonde piézométrique à une précision centimétrique).

Pour illustrer certaines de ces caractéristiques énoncées précédemment, des exemples sont choisis parmi les différents types de données possibles :

- Les conditions aux limites sont les règles d'échange de flux entre le milieu extérieur et l'aquifère [LEDOUX, 2003] et concernent, par exemple, les prélèvements (localisations et volumes pompés) ; les cours d'eau et plans d'eau qui peuvent avoir un rôle de drainage ou d'alimentation ; les surfaces de suintement (recoupement entre la surface piézométrique et la surface topographique dans le cas d'une nappe libre) ; les potentiels hydrauliques imposés et les flux nuls identifiés sur les cartes piézométriques interprétées ; mais aussi, les informations météorologiques (précipitations, températures, etc.) et pédologiques (nature, occupation et usage) dans la mesure où ils conditionnent le flux de recharge issue des précipitations.

- Les propriétés hydrodynamiques concernent les perméabilités et les coefficients d'emmagasinement. Ces propriétés intrinsèques aux aquifères peuvent être soit ponctuelles à partir d'une mesure directe (par exemple par essai de pompage) ou distribuées spatialement à partir d'une mesure indirecte (par exemple d'après des résultats de résistivité géophysique interprétés en champ de perméabilités).
- La géométrie concerne les informations sur les interfaces d'intérêt hydrogéologique comme par exemple la surface du substratum imperméable, la présence d'une couche de drainance dans le cas d'un aquifère multicouche, la surface piézométrique ou encore le terrain naturel. Ces données pouvant aussi bien être ponctuelles, issues de forages ou continues, issues du traitement de plusieurs données (traitement spatial par interpolation).

o Caractéristiques spatiales des données

Dans la plaine du Forez, les données ou connaissances proviennent de bases de données nationales et d'études existantes. Plusieurs lots de données sont ainsi identifiés et font références aux différentes études et bases de données nationales. Ces différents lots de données sont caractérisés par des hétérogénéités spatiales, qui concernent la précision, la répartition et la densité.

Ces hétérogénéités sont détaillées ci-après :

- La précision concerne la localisation dans l'espace (X, Y et Z). Dans notre cas, cette précision est entachée d'une erreur parfois importante notamment sur l'altitude des points de mesures. Les imprécisions spatiales peuvent se surajouter aux imprécisions liées à l'outil ou la méthode de mesures ;
- La répartition et la densité de l'échantillonnage varie d'un lot de données à l'autre et n'est pas nécessairement homogène. La répartition et la densité doivent être adaptées aux variations spatiales du phénomène à caractériser (par exemple si les variations d'une surface ont une fréquence hectométrique, pour caractériser ces variations, en première approximation, il faudra un échantillonnage tous les 50 mètres.

Afin d'exploiter de manière rigoureuse et appropriée les données hydrogéologiques spatialisées, il convient d'employer un mode de gestion organisé des données qui permet d'identifier ces hétérogénéités spatiales tout en permettant une visibilité sur les caractéristiques hydrogéologiques.

Le prochain paragraphe traite de la méthode d'organisation et de gestion des données hydrogéologiques spatialisées.

- Organisation d'un système structuré de données et de métadonnées hydrogéologiques

L'objectif de cette organisation structurée des données est double. D'une part, elle permettra de juger de façon appropriée le potentiel d'exploitation de ces données et d'autre part, elle permettra d'en dégager les éventuelles lacunes.

Ainsi, cette gestion organisée de données doit se plier à plusieurs exigences qui sont l'accessibilité, l'homogénéité, la lisibilité, la traçabilité, l'intégrité et la compatibilité des données [SECRETAN et Al., 2001]. Ces termes sont expliqués ci-après :

- L'homogénéité et l'accessibilité:

Toutes les données collectées sont reportées sur un même support numérique homogène le SIG. Ce support permet la gestion complète des données de la création au traitement en passant par diverses visualisations et modifications.

Dans le cadre de ce travail, le logiciel utilisé est ArcGis v9.3® avec les extensions 3D Analyst (outils de visualisations, d'analyses et créations de surfaces) et Spatial Analyst (outils permettant des traitements combinés entre des données raster et vecteur) développé par ESRI.

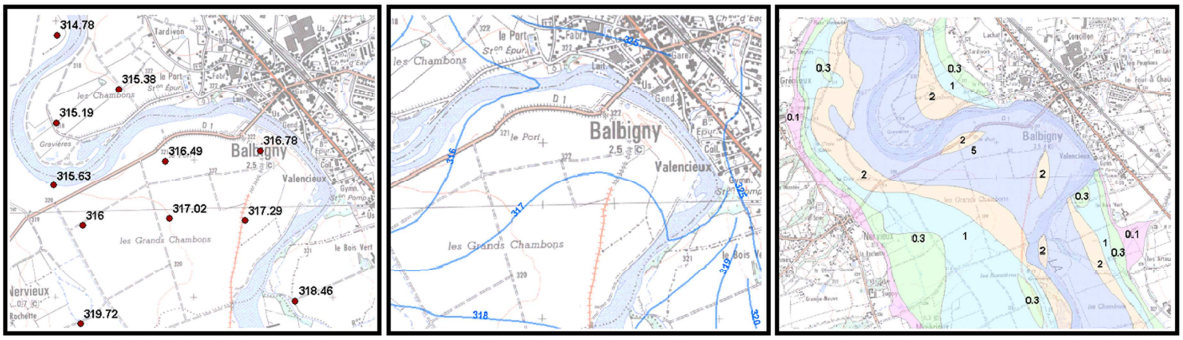
Toutes les études de caractérisation hydrogéologique dans la plaine du Forez comportent des objets d'intérêt hydrogéologique qui sont inclus sur des cartes au format papier. Ces objets spatialement limités peuvent être matérialisés par des points, des lignes ou encore des surfaces (par exemple, la localisation de forages ou de profils géophysiques ou encore de plans d'eau). Afin d'extraire ces objets spatialisés, il convient dans un premier temps de numériser et géoréférencer le fond de carte, puis dans un second temps, de digitaliser les objets contenus sur la carte nouvellement géoréférencée. Les objets ainsi digitalisés sont conservés sous format vectoriel, les fonds de carte ou photos aériennes sont conservés sous format raster.

Chaque lot de données est constitué de plusieurs objets vectoriels de même type. Autrement dit, tous les objets ponctuels, linéaires ou surfaciques, provenant d'une même source de données sont regroupés en un seul et même lot de données. Chaque lot de données est accompagné d'une table attributaire permettant d'associer à chaque objet digitalisé une ou plusieurs informations alphanumériques (par exemple, dans un lot de données référençant plusieurs forages, il est possible d'associer des débits de pompage, des mesures de conductivité, etc.). Un exemple de table attributaire est présenté ci-dessous.

Exemple d'une table attributaire associée à un lot de données

Identifiant objet	Type d'objet	Attribut 1 Ex : Usage du sol	Attribut 2 Ex : Aire (m²)	…	Attribut n Ex : pente moyenne (°)
1	Surface	Prairie	135	…	12
2	Surface	Sol nu	269	…	7
…	…	…	…	…	43
n	Surface	Forêt	94	…	32

Les objets de type ponctuel sont dans ce cas représentés par un simple point (coordonnées X, Y) ; les objets linéaires (courbes de niveaux, affluents, profils géophysiques,…) sont représentés par une succession de coordonnées X, Y et les objets polygonaux (plan d'eau, formations géologiques, unités pédologiques…) sont quant à eux, représentés par une succession de coordonnées délimitant une surface fermée. Le format vectoriel est particulièrement adapté pour représenter des données discrètes (Figure ci-dessous). Tous les objets vectorisés sont facilement modifiables et consultables.

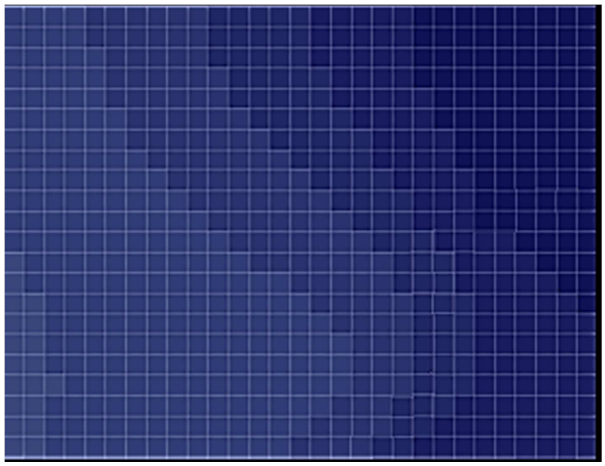


Points (Ex : Points côtés du substratum) Lignes (Ex : Courbes isopièzes) Polygones (Ex : Zones d'isoperméabilté 10-3 m.s-1)

Représentation de différents types d'objets géographiques sous le format vectoriel

Le format raster est quant à lui, adapté pour représenter et traiter des variables continues distribuées spatialement telles que les surfaces topographique, piézométrique ou celle du substratum imperméable (Figure ci-dessous). Cette structure de données matricielles discrétise l'espace en mailles régulières, chaque maille comportant une valeur. Ces surfaces sont communément appelée MNT (Modèle Numérique de Terrain) dont la résolution (taille de la maille) est déterminée :

- d'une part, en fonction de l'objectif de caractérisation poursuivi. Par exemple, si l'on cherche à caractériser des écoulements régionaux, la taille de la maille pourra être hectométrique ; ou au contraire, si l'on cherche à caractériser l'impact localisé d'un pompage sur le niveau piézométrique, la taille de la maille pourra être de taille métrique ;
- d'autre part, suivant les caractéristiques spatiales des données (précision, répartition et densité).



Représentation d'une surface continue sous forme de MNT raster. Chaque maille de taille définie possède une valeur d'altitude.

- La lisibilité et la traçabilité :

Dans le souci d'une meilleure lisibilité et traçabilité des données, chaque lot de données de même type (par exemple des données de hauteur d'eau dans des puits acquises à la même période avec la même précision spatiale) possède une fiche d'identification associée synthétisant toutes ces caractéristiques hydrogéologiques et spatiales. Ces fiches d'identification aussi appelées les « métadonnées » sont bien connues en géomatique. Dans le cadre de ce travail, ces métadonnées ont été adaptées pour incorporer les spécificités propres à l'hydrogéologie et sont présentées dans le Tableau ci-après.

Métadonnées associées aux données spatiales hydrogéologiques

Catégorie	Rubrique	Description	Exemples
Description générale	Titre complet		Courbes isopièzes d'équidistance 5 m du secteur de Montrond-les-Bains dans les alluvions anciennes en rive droite de la Loire
	Titre abrégé	Titre d'usage sur le support SIG	IsoH_AA-RD_Montrond
	Localisation	Lieu(x) ou ville(s) remarquable(s)	Montrond-les-Bains, Saint-André-le-Puy, Bellegarde en Forez
	Organisme diffuseur	Organisme ayant géoréférencé la ou les donnée(s) initiale(s)	EMSE (Ecole des Mines de Saint-Etienne)
	Source initiale	Organisme ayant produit initialement la ou les donnée(s)	Bureau d'étude X rapport Y 1976
	Vocation initiale	Objectif de caractérisation initiale de la ou des donnée(s)	Forages profonds pour la prospection de gisement d'Uranium
	Format initial	Numérique (base de données tableur) ou papier (carte, photo aériennes, …)	Carte papier
	Date de dernière mise à jour		Novembre 2011
	Structure	Points, Lignes, Polygones, Raster	Données vectorielles ponctuelles
	Commentaires	Informations complémentaires	Informations sur la conductivité et le pH des eaux souterraines dans la table attributaire
Caractéristiques hydrogéologiques	Type	Géométrie, conditions limites et propriétés physiques	Géométrie, profondeur du substratum
	Nature	Quantitatif ou qualitatif physique ou chimique	Quantitatif physique
	Mode d'acquisition de la mesure	Outil et/ou méthode	Campagne d'acquisition géophysique (panneaux électriques)
	Précision de la mesure		Centimétrique
	Référence temporelle	Date ou période de mesure	Août 1984
	Niveau de traitement	Brut ou interprété	Données brutes
	Type de traitement	Interpolation (krigeage, IDW, Spline, …), AMC, Statistiques, …	Interpolation linéaire par triangulation
	Commentaires	Validité de la mesure hydrogéologique	Données piézométriques anciennes méritant d'être réactualisées et les points de mesures utilisés pour l'interpolation de la carte piézométrique sont absents
Caractéristiques spatiales	Projection/ Unités	Lambert 93, Lambert II étendu, géographique (latitude, longitude), etc.	Projection en Lambert II étendu, unité en mètres
	Densité	Nombre de mesure ramenée à une surface élémentaire	10 points par km²
	Couverture spatiale	Xmin, Xmax, Ymin, Ymax, Surface	Xmin = 745700 m, Xmax = 754200 m, Ymin = 2069300 m, Ymax = 2076400 m, S = 60,35 km²
	Mode d'acquisition	DGPS, MNT, courbe de niveau carte IGN, etc.	Localisation X, Y à partir de la carte IGN et Z à partir des courbes de niveau
	Précision spatiale	X, Y et Z	X +/- 2 m, Y +/- 2 m, Z +/- 2,5 m
	Commentaires	Validité de la mesure spatiale	Précision spatiale pouvant limiter l'exploitation des données

- L'intégrité et la compatibilité :

Le fait de conserver tous les lots de données sans les fusionner permet de pouvoir les modifier indépendamment les uns des autres et suivant les lots, d'appliquer des corrections et traitements adaptés. Par exemple, dans le cas d'un traitement par interpolation de plusieurs lots de données ponctuels, les lots de données les moins précis spatialement peuvent être pondérés ou écartés.

Les données gérées et traitées sous support SIG sont compatibles avec les principaux logiciels permettant de modéliser les écoulements souterrains.

Annexe 4 - Méthode d'acquisition de données piézométriques complémentaires

L'objectif des campagnes de terrain est de pallier aux lacunes de données et de valider des données déjà existantes en ce qui concerne la piézométrie générale de la plaine du Forez. Les campagnes 2009 et 2010 d'acquisition des données manquantes ont permis la construction d'une carte piézométrique régionale en basses eaux.

Les données ponctuelles sont des niveaux d'eau dans la nappe et des niveaux du substratum imperméable, mesurées par rapport au niveau du sol (cote NGF).

La mesure ponctuelle de point d'accès à la nappe se heurte à de nombreuses difficultés.

Ces difficultés concernent :

- La surface importante d'investigation hydrogéologique (> 250 km²) et les points de mesures très nombreux pour constituer une cartographie d'une telle nappe,
- La précision altimétrique de la surface topographique (MNT BD Alti France) qui n'est pas suffisamment satisfaisante comme référentiel pour la mesure piézométrique,
- La plupart des points d'accès aux eaux souterraines sont des puits de particuliers d'où un accès soumis à autorisation,
- La représentativité des points d'accès à la nappe dont la connexion hydraulique est perturbée par un colmatage potentiel.

Pour faire face à ces difficultés liées au contexte, un protocole de mesure terrain est proposé. Ce protocole permet de réaliser un nombre de mesures piézométriques important, en un minimum de temps et avec une fiabilité substantielle.

- Points de mesures

Les points d'eau référencés sont extraits de la BD ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines) et de la BD Carthage pour le réseau hydrographique (drainant la nappe). Les points d'accès à la nappe peuvent être les puits, les piézomètres, les sources, la plupart des cours d'eau et certains plans d'eau en connexion supposée avec la nappe.

- Les puits présents dans la plaine du Forez appartiennent en très large majorité aux particuliers, d'autres inaccessibles (protection) sont les puits d'alimentation en eau potable des communes de la plaine ;
- Les piézomètres présents dans la plaine sont très peu nombreux et sont généralement localisés à proximité des champs captants ;
- Les sources sont localisées aux endroits où la surface topographique recoupe la surface piézométrique. De nombreuses sources sont présentes le long de la limite entre les anciennes terrasses alluviales et les alluvions récentes (cf. Partie contexte hydrogéologique) ;
- La plupart des cours d'eau qui sont reliés à la nappe. Les profils en long des cours d'eau, représente le niveau affleurant de la nappe et sont un atout pour la cartographie de la piézométrie ;
- Certains plans d'eau dès lors qu'ils sont en relation avec la nappe.

Les puits sont présents sur l'ensemble de la plaine du Forez, dans les fermes, les maisons de campagnes, les lotissements isolés, les villages et les villes (la BD ADES n'en référence qu'une partie).

Les habitations localisées en campagne possèdent pratiquement toutes un ou plusieurs puits. Ces puits peuvent avoir différents usages : arrosage du jardin et/ou du potager, usage domestique, abreuvage des animaux, etc.

La mesure de ces niveaux de nappe, doit faire face à de nombreuses difficultés, d'ordres techniques et pratiques.

Le protocole de mesure est réalisé pour pallier à différentes difficultés telles que :

- La mesure de la profondeur de l'eau est obtenue par rapport au niveau du sol, cette mesure très précise, est réalisée grâce à une sonde piézométrique. Toutefois, l'altitude du sol est souvent mal estimée. En effet, cette altitude est obtenue dans un premier temps par le MNT de maille 50 m et d'une précision verticale de 5 m en plaine. Chaque maille (d'une surface de 2500 m²) du MNT comporte une valeur d'altitude moyennée. Cette valeur moyennée d'altitude, ne prend pas en compte les hétérogénéités topographiques locales. La mesure précise de l'altitude au droit du point de mesure s'obtient grâce aux relevés géodésiques mais ces relevés sont très longs et très couteux. Une autre solution consiste en la mesure de l'altitude grâce à un GPS différentiel [DEDEWANOU, 2005].
- Le niveau d'eau mesuré peut, dans certains cas, ne pas être représentatif du niveau réel de la nappe. En effet, certains points ne sont pas en relation hydraulique avec l'aquifère ou les relations sont perturbées à cause du potentiel colmatage de l'ouvrage. Pour s'assurer de la relation hydraulique entre le point d'eau mesuré et la nappe, une sonde multi-paramètre est utilisée.

- Mesure du niveau piézométrique

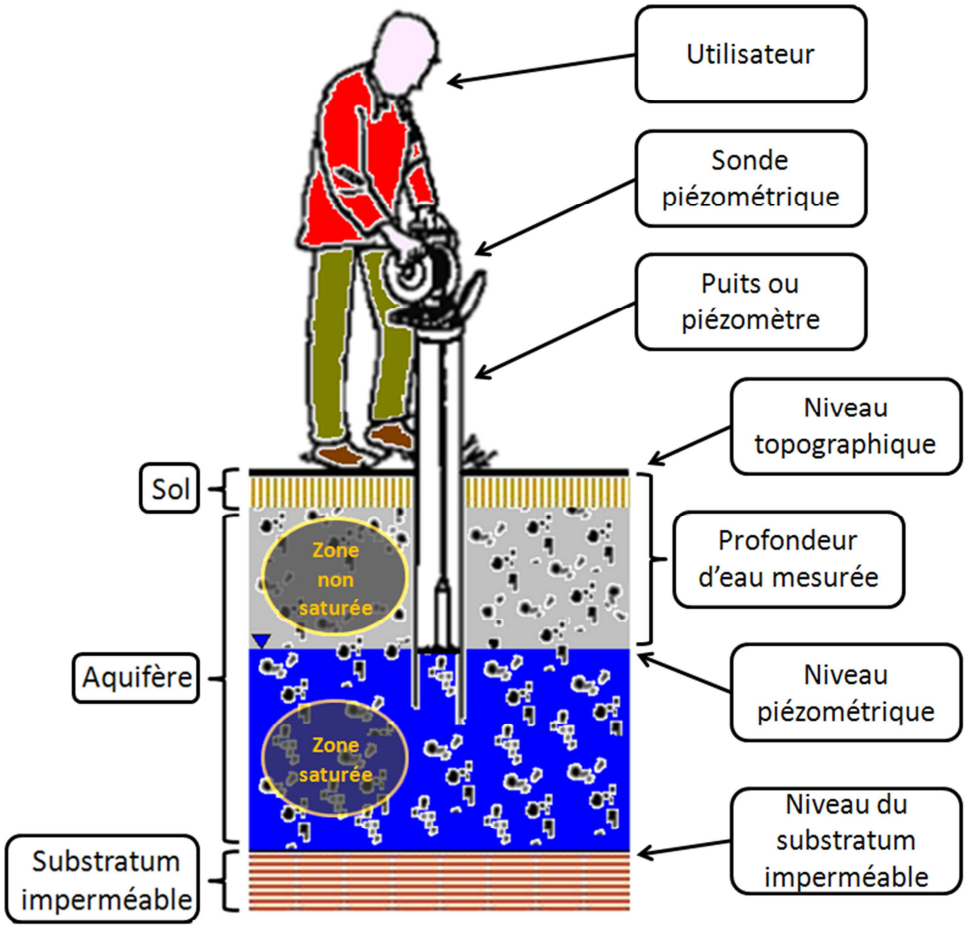


Schéma illustrant les modalités de la mesure piézométrique

La sonde est fixée à l'extrémité d'un ruban gradué semi rigide. Lorsque la sonde pénètre dans l'eau, un contact électrique s'établit et déclenche un signal sonore ou lumineux indiquant le contact entre la sonde et l'eau. La valeur de la profondeur peut alors être lue sur le ruban gradué. La précision atteinte est inférieure à 1 cm.

La sonde reliée au ruban gradué est déroulée jusqu'à ce qu'elle touche le fond du puits, la valeur de la profondeur totale est lue sur le ruban gradué. Cette valeur de profondeur totale du puits correspond parfois au niveau du substratum (et peut être utilisée pour l'interpolation en dernier recours).

- Mesure du niveau topographique

La mesure du niveau topographique s'effectue grâce à un GPS différentiel (DGPS). Le GPS classique fonctionne grâce au calcul de la distance qui sépare un récepteur GPS et plusieurs satellites. Le principe de triangulation entre les différents satellites émetteurs permet de déterminer le positionnement d'un GPS récepteur. Le calcul de la distance entre un satellite émetteur et le GPS récepteur est entaché de nombreuses erreurs (horloge, effets ionosphériques, troposphériques, …).

Le GPS différentiel utilise un réseau de stations fixes de référence (dont les coordonnées sont connues) qui transmet l'écart entre les positions indiquées par les satellites et leurs positions réelles connues. En fait, le récepteur reçoit la différence entre les pseudos-distances mesurées par les satellites et les véritables pseudo-distances et peut ainsi corriger ses mesures de positions. Autrement dit, pour une station de référence suffisamment proche du GPS récepteur (environ < 100 km), les caractéristiques de l'atmosphère sont supposées identiques. L'erreur de positionnement calculée pour la station de référence permet de corriger l'erreur le positionnement du GPS récepteur (Figure ci-dessous).

La correction est effectuée en post-traitement par le logiciel Pathfinder office® fournit avec le GPS Trimble.

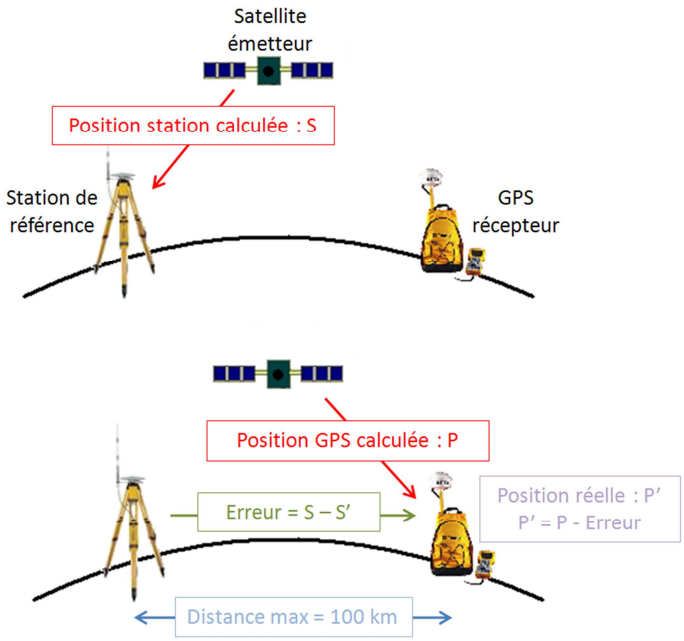


Schéma de principe de fonctionnement du GPS Différentiel (http://mayerwin.free.fr/gnss_utilisateur.html révisé Ré-Bahuaud)

Plus le nombre de satellites est important lors de la mesure, meilleure est la précision de la mesure (X, Y, Z). Toutefois, le nombre de satellite n'est pas le seul paramètre important pour une bonne précision, la géométrie de la constellation des satellites dans l'espace est déterminante pour la précision de la mesure. La précision de la mesure est liée à un indice, appelé le PDOP (Positional Dilution Of Precision). Plus cet indice est élevé moins la précision est bonne. Afin de conserver une bonne précision lors des mesures, seule les mesures avec un PDOP inférieure à 3,5 sont enregistrées. De plus, l'almanach de couverture des satellites est téléchargé avant chaque campagne terrain pour déterminer les périodes les plus propices pour réaliser les mesures avec une précision optimale.

Pour un PDOP < 3,5, la précision ainsi atteinte est inférieure à 50 cm en altitude Z. Le plus souvent, la précision de l'altitude est proche de 30 cm pour chaque mesure. Pour augmenter encore la précision, plusieurs points de mesure sont réalisés au même endroit (environ 300). Lors du post-traitement, le logiciel Pathfinder Office® supprime les points d'une précision trop faible et fait la moyenne de tous les points.

L'avantage de ce dispositif réside dans le fait qu'il permet de réaliser un nombre de mesures important en peu de temps et avec une précision appréciable.

- Mesure des propriétés physiques de l'eau

La mesure des propriétés physiques de l'eau s'effectue à l'aide d'une sonde multi-paramètres. Cette mesure est réalisée conjointement à la mesure de niveau d'eau. La sonde est déroulée jusqu'à son immersion dans l'eau.

Idéalement, chaque puits devrait être purgé avant la mesure, cette purge permet de mesurer les propriétés physiques de l'eau renouvelée (provenant de la nappe) et non de l'eau stagnant dans le puits. Toutefois, compte tenu du fait que la majorité des puits sont régulièrement utilisés (arrosage du jardin), que la durée de la purge est longue et que le nombre de puits est trop important, la purge des puits n'a pas été réalisée.

La sonde mesure le pH, la température (°C) et la conductivité (µS/cm). Mesurer les propriétés physiques de l'eau présente de nombreux intérêts. Il est possible d'estimer qualitativement le temps de transit des eaux en souterrain et éventuellement l'origine des eaux suivant la nature des roches traversées.

Il peut arriver que les hauteurs d'eau mesurées ne soient pas représentatives du niveau de la nappe. En effet soit le point d'eau peut avoir été en connexion avec la nappe mais s'est colmaté ou soit il n'a jamais été en connexion avec la nappe et les eaux alimentant le point d'eau sont des sources superficielles ou de sub-surfaces.

Afin de s'assurer de la connexion entre la nappe et les points d'eau, plusieurs méthodes sont utilisées.

- La température peut être un bon indicateur des relations avec la nappe. En effet, l'eau de nappe est généralement plus froide que les eaux superficielles (en été). Comme le transit dans les nappes alluviales est relativement lent, la température de l'eau circulant dans la nappe à le temps de s'équilibrer avec le milieu environnant. Au-delà de quelques mètres de profondeur, la température dans le sous sol correspond à la moyenne annuelle des températures atmosphériques dans la zone. Typiquement, la température de l'eau de nappe moyenne mesurée lors des campagnes est d'environ 12°C.
- La conductivité de l'eau peut être également un bon indicateur des relations avec la nappe. En effet, l'eau de nappe est généralement plus conductrice qu'une eau superficielle. Pour les mêmes raisons que la température, la circulation de l'eau étant lente, l'eau a le temps de se charger en minéraux conducteurs. De la même manière, la conductivité de l'eau peut renseigner sur les temps de transit de l'eau en souterrain. Plus les temps de transit sont longs, plus l'eau sera conductrice. Par ailleurs, la conductivité d'une eau souterraine renseigne sur la nature des roches traversées.
- La mesure du pH de l'eau dans le cas d'étude n'est pas un très bon indicateur pour déterminer les relations avec la nappe. En effet, le pH de l'eau de pluie est légèrement acide et le pH mesuré est tantôt légèrement acide tantôt légèrement basique mais la signature n'est pas suffisamment significative pour en déduire de manière fiable des informations sur la connectivité du point d'accès à la nappe.

La mesure des propriétés physiques de l'eau permet de s'assurer de la relation entre le point d'eau et la nappe, ceci n'est pas négligeable lors du traitement des données. En effet, certaines anomalies dans le niveau piézométrique peuvent être liées soit à des singularités locales naturelles, soit à une erreur dans la mesure. Cette méthode permet donc de limiter ces types d'erreurs.

- Nivellement des affluents

Le nivellement des affluents au niveau de la plaine du Forez permet d'ajouter des points supplémentaires pour la reconstitution de la surface de la nappe. Ces données d'altitudes sont particulièrement importantes lors du traitement par interpolation des données. La plupart des affluents, au niveau de la plaine du Forez, se trouvent encaissés par rapport au niveau topographique général et semblent être en connexion hydraulique avec la nappe.

Le principe est de prendre des mesures d'altitude du cours d'eau en plusieurs points espacés de plusieurs centaines de mètres. Ces mesures d'altitude permettent par ailleurs, la réalisation grossière d'un profil en long des affluents dans le périmètre de la plaine.

Le nivellement des affluents est basé sur le même principe que le nivellement topographique des puits, l'antenne du GPS est placée au niveau de l'eau lorsque l'affluent est accessible.

D'autres calculs ont été nécessaires pour corriger certaines mesures d'altitude. Certains points comme les affluents, les sources, les puits et les piézomètres peuvent être situés dans des endroits où la végétation masque la réception des satellites. Le principe consiste alors à décaler le GPS vers une surface plus dégagée afin d'effectuer la mesure (Figure ci-après). Un point de repère à la même altitude de l'affluent est ciblé grâce à la visée d'un télémètre laser équipé d'un inclinomètre, placé au même endroit que le GPS. Un calcul simple permettra d'appliquer la correction nécessaire pour en déduire l'altitude exacte du point de mesure initial de la source. Les décalages du GPS par rapport au point de mesure sont pointés sur une carte IGN en vue d'un réajustement ultérieur.

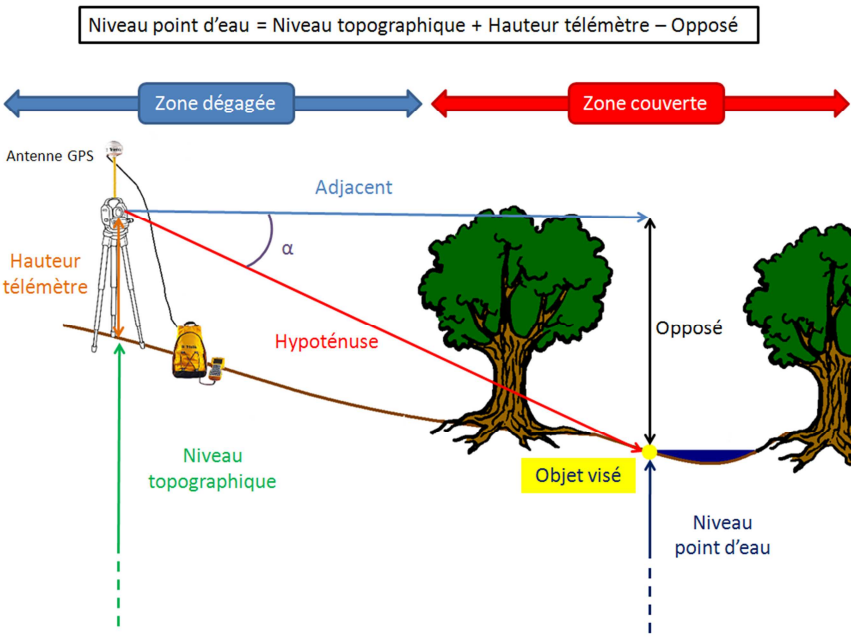


Schéma du dispositif de mesure des points inaccessibles

- Préparation de la campagne

La préparation de la campagne permet une meilleure efficacité sur le terrain et dans le traitement ultérieur des données.

Afin de se repérer sur le terrain et de localiser les points de mesure, il convient de constituer des cartes comportant toutes les informations nécessaires pour mener à bien la campagne. Ces informations concernent la localisation des points d'accès à la nappe, la localisation des zones comportant potentiellement des puits, des informations sur la géologie, les zones identifiées comme sans données ou pauvres en données, etc… Ces informations sont reportées sur une carte IGN 1/25000ième (avec toponymie, réseau routier et chemins, relief, etc…). Ces représentations cartographiques sont réalisées avec le logiciel SIG ArcGis v9.3®.

Dans le but de compléter les informations sur la mesure des hauteurs d'eau, un questionnaire a été élaboré (Tableau ci-dessous). Ce questionnaire est soumis oralement aux particuliers lors de la mesure, les informations recueillies lors du questionnaire sont un outil supplémentaire pour s'assurer de la connexion hydraulique entre le point d'eau et la nappe, permettant d'appréhender les débits prélevés, les variations du niveau piézométrique, etc…

Questionnaire de terrain

Questions	Renseignements
Fréquence d'utilisation du puits	L'utilisation répétée favorise les circulations entre l'eau du puits et la nappe
Dernière utilisation du puits	Permet de savoir si le niveau mesuré est perturbé par un pompage
Quantités prélevées	Permet de connaître les quantités prélevées (quantitatif)
Usage du puits (potager, jardin, domestique, abreuvage, …)	Permet d'avoir une estimation des quantités prélevées (qualitatif)
Battement de la nappe été/hiver	Permet d'estimer les variations de stocks d'eau
Temps de retour au niveau normal après pompage	Permet d'estimer qualitativement les débits d'alimentation du puits en évaluant le temps de remplissage du volume de battement

Ces informations étant subjectives, elles sont utilisées seulement si le point de mesure présente une anomalie vis-à-vis des points alentours. Même si ces informations ne sont pas directement exploitables, elles permettent une meilleure perception des usages de la ressource en eau souterraine dans la plaine du Forez.

Cette méthodologie de terrain permet d'effectuer rapidement des mesures piézométriques précises (environ 15 points par jour pour une précision en altitude inférieure à 30 cm). Ces mesures piézométriques ponctuelles ont permis la construction d'une carte piézométrique régionale en basse eaux.

D'autre part, les propriétés physiques des eaux mesurées, ont permis de mettre en évidence des relations hydrauliques entre nappe et points d'eau.

Annexe 5 – Choix de l'interpolateur en vue de l'élaboration d'une carte piézométrique en basses eaux représentative des écoulements régionaux dans les formations alluviales

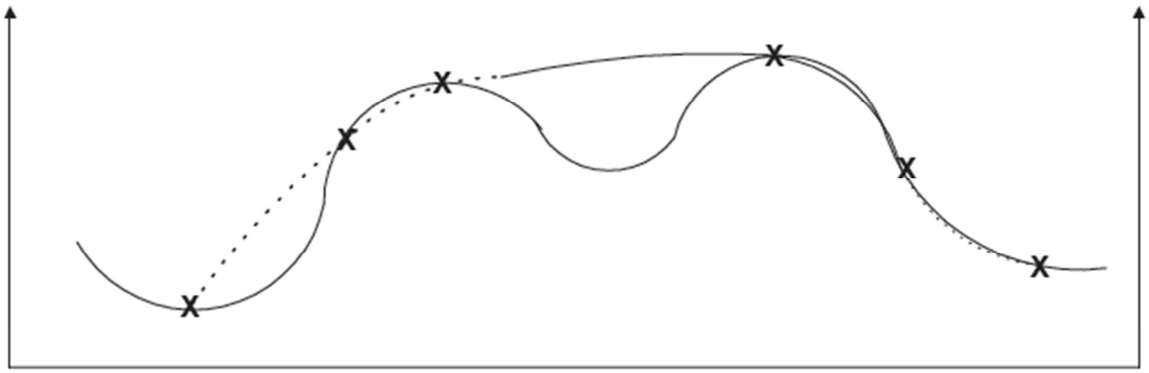
- Principe des interpolateurs spatiaux

La distribution spatiale des données est généralement obtenue à partir d'échantillons ponctuels. Le recours aux techniques d'interpolations spatiales est indispensable pour estimer des variables dans des zones non échantillonnées [LI et HEAP, 2008]. Les méthodes d'interpolation spatiale reposent principalement sur la Loi de Tobler [TOBLER, 1970]. Sous l'hypothèse généralement plausible que les variations sur le terrain sont régulières ou progressives, cette loi signifie que la meilleure estimation d'une valeur à un point donné est la valeur mesurée aux points les plus rapprochés (phénomène de dépendance ou d'autocorrélation spatiale). Toutefois, plusieurs phénomènes géographiques affichent un caractère d'irrégularité, difficile à cerner sans des observations détaillées comme, par exemple, la forme du relief entre deux points observés. L'hypothèse suggérée par la Loi de Tobler quant à l'existence d'une certaine homogénéité spatiale peut donc s'avérer fausse dans de multiples circonstances. L'impression de régularité ou d'irrégularité dépend de la résolution avec laquelle est représenté le phénomène. Plus la résolution est fine et le niveau de détails élevé, plus il sera plausible de constater une variabilité spatiale régulière [GERVAIS, 2004].

Appliquée au terrain d'étude, l'hypothèse sur la continuité spatiale horizontale et verticale semble en première approximation réaliste. Les hétérogénéités du type ruptures brusques de pente sont des phénomènes locaux présents en faible proportion vis-à-vis de la surface globale de la plaine du Forez. De plus, ces zones sont facilement identifiables et concernent les abords des affluents encaissés et le contact entre les alluvions récentes et les terrasses anciennes. Ces zones identifiées (cartes IGN et MNT BD Alti) ont fait l'objet d'une attention toute particulière lors de l'interpolation des données.

De manière générale, pour une bonne représentativité des surfaces interpolées, les zones homogènes (pentes régulières) nécessitent une moins grande densité de données comparativement aux zones hétérogènes (ruptures de pentes).

La densité de points n'est pas le seul paramètre rentrant en compte dans la qualité des surfaces interpolées, la répartition des points à des localisations stratégiques est très importante. Les points situés sur les lignes de crêtes et aux niveaux des affluents sont particulièrement importants (Figure ci-dessous).



Exemple d'une approximation du relief par interpolation. Figure extraite de Gervais [2004]

- Choix de la méthode d'interpolation

La méthode d'interpolation doit prendre en compte les contraintes imposées par le terrain d'étude que sont, le drainage des nappes par la grande majorité des affluents, la continuité des écoulements le long de l'axe des affluents, la prise en compte de plusieurs lots de données provenant de sources différentes et la suppression des effets de « puits ».

Le choix de la méthode d'interpolation se tourne donc vers un outil « Topo to raster » implémenté sous ArcGis® v9.3 avec extension 3D Analyst et Spatial Analyst. « Topo to Raster » est basé sur le programme ANUDEM (Australian National University's Digital Elevation Model) développé par Hutchinson [1988 - 1989].

La procédure d'interpolation a été conçue pour tirer parti des types de données d'entrée les plus communément rencontrées (points cotés et courbes de niveau) et des caractéristiques connues de l'altitude des surfaces (plan d'eau, retenue, etc…). La méthode utilise une approche d'interpolation itérative de type différences finies sur une taille de maille et sur une extension (limite d'interpolation) définies par l'utilisateur. Il est optimisé pour posséder l'efficacité de calcul des interpolations locales telles que l'inverse distance pondérée, sans perdre la continuité des méthodes d'interpolations globales telles que le krigeage et le spline. C'est essentiellement une technique de discrétisation spline [WAHBA, 1990], dans laquelle les paramètres de rugosité ont été modifiés de telle sorte que les surfaces interpolées puissent suivre les changements brusques de terrain, comme les affluents ou les crêtes.

Cet outil « Topo to raster » est couramment utilisé pour la création de MNT (Modèle Numérique de Terrain) topographiques, et est particulièrement adapté pour les paysages façonnés par la force érosive de l'eau et ayant un réseau de drainage connecté (écoulement régulier le long des pentes et du réseau hydrographique). Ceci implique des contraintes sur la constitution d'un réseau de drainage connecté et sur une représentation « correcte » des lignes de crêtes et des affluents [HUTCHINSON, 1991].

L'originalité de cette méthode réside dans le fait qu'il est possible d'ajouter aux lots de données ponctuelles, des lignes représentant le réseau hydrographique connecté à la nappe. Ainsi, la nappe est

connectée aux affluents latéralement et l'écoulement aux niveaux des affluents est constant (Figure ci-dessous).

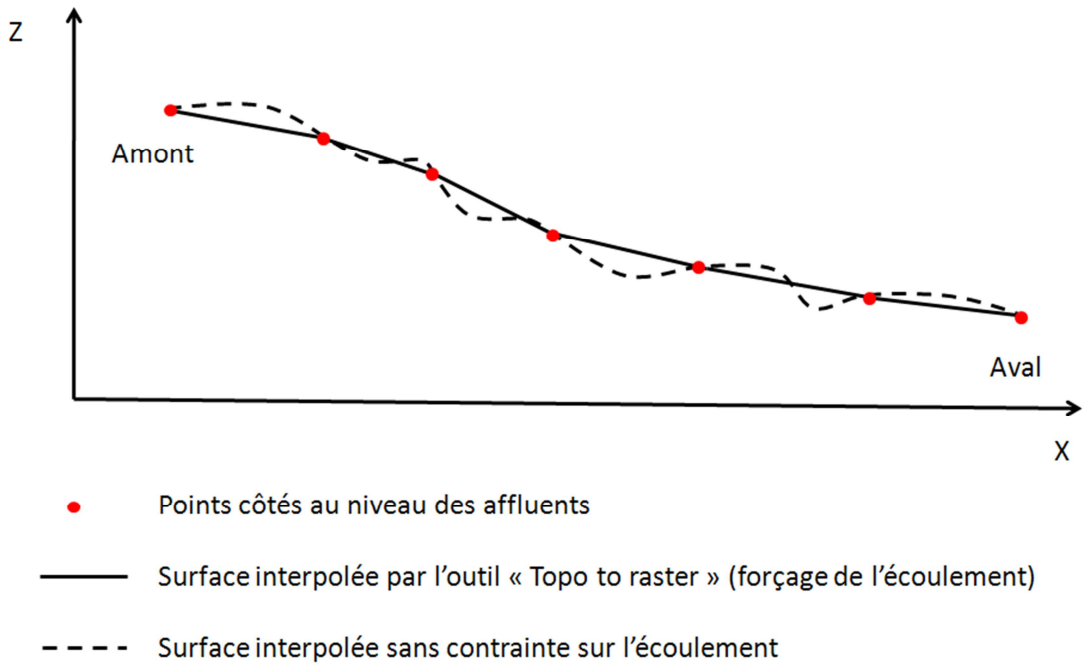


Schéma d'interpolation d'une surface au niveau d'un axe d'affluent vue en 2D (X, Z)

Les points côtés dans le plan X, Y (représentés sur la Figure ci-dessus) peuvent influencer la forme du lit de la rivière avec des effets de bosses et cuvettes. Cette méthode permet de s'extraire de ces problèmes liés à l'interpolateur.

La contrainte sur le drainage général élimine pratiquement tous les effets de « puits » qui ne sont pas dus aux données. Les effets de « puits » sont des zones correspondant à des dépressions, ces dépressions sont dues soit à des singularités locales (propriété hydrogéologique ou pompage) soit à une erreur dans les données d'entrée. Le programme agit prudemment dans l'élimination des effets de « puits » et n'impose pas une condition de drainage si il y a une contradiction avec les données d'altitude d'entrée.

Ces contraintes (réseau de drainage et suppression des effets de « puits ») appliquées aux surfaces topographiques présentent des similitudes avec les contraintes s'appliquant à la surface piézométrique. En effet, le niveau des affluents correspond généralement au niveau du toit de la nappe et le substratum imperméable compose en première approximation le lit des affluents. Cette méthode d'interpolation semble la mieux adaptée pour constituer la surface piézométrique.

Annexe 6 – Liste des rapports techniques consultés pour la caractérisation hydrogéologique

- Alluvions anciennes de la Loire en rive droite

C.P.G.F. Horizon, D.D.A. Loire, 1974 – *Prospection électrique entre Balbigny et la Toranche. Prospection électrique à large maille : 93 sondages électriques - Coupes d'interprétation longitudinales - Diagrammes de sondages électriques.* Etude n°1274 C 14p - 4 planches.

C.P.G.F. Horizon, D.D.A. Loire, 1977 – *Etude hydrogéologique des alluvions anciennes. Rive droite de la Loire entre la Toranche et Balbigny. Complément d'étude.*

5 forages de reconnaissance - 39 sondages électriques. Etude n° 1658 A 17p – 4 planches.

C.P.G.F. Horizon, D.D.A. Loire, 1977 – *Etude hydrogéologique des alluvions anciennes de la Loire. Rive droite entre Saint-Bonnet-les-Oules et Saint-Galmier.*

112 sondages électriques – 5 forages de reconnaissance avec essais de débit – esquisse piézométrique – Coupes d'interprétation des profils électriques – Courbes d'iso-résistivité des alluvions. Etude n° 1618 B 27p – 5 tableaux – 3 planches.

C.P.G.F. Horizon, D.D.A. Loire, 1977 – *Etude hydrogéologique des alluvions anciennes. Rive droite de la Loire entre Saint-Galmier et Saint-André-le-Puy.*

101 sondages électriques – 4 forages de reconnaissance avec essais de débit – esquisses piézométriques – Coupes d'interprétation des profils électriques. Courbes d'iso-résistivité des alluvions. Etude n° 1619. 29p – 3 tableaux – 3 planches.

- Alluvions anciennes et tertiaire de la rive gauche de la Loire dans la plaine du Forez

C.P.G.F. Horizon, D.D.A. Loire, 1971 – *Etude géophysique de la région de Précieux – Grézieux-le-Fromental.*

Sondages électriques profonds visant à mettre en évidence les niveaux résistants dans le tertiaire (25 sondages électriques) – Coupes d'interprétation – isohypses du toit du substratum. Etude n° 998. 10p – 3 planches.

C.P.G.F. Horizon, D.D.A. Loire, 1972 – Prospection électrique de la région de Mornand.

Sondages électriques profonds visant à mettre en évidence les niveaux résistants dans le tertiaire (30 sondages électriques) – Coupes d'interprétation – isohypses du toit du substratum. Etude n° 1066. 5p – 2 planches.

C.P.G.F. Horizon, D.D.A. Loire, 1976 – *Etude hydrogéologique dans la région de Chalain-le-Comtal – Unias.*

Prospection géophysique – 113 sondages électriques – 18 profils. Etude n° 1536. 26p – 6 planches.

- Alluvions récentes de la Loire à la confluence du Bonson

C.G.G., B.U.G.E.A.P., Ministère de la Reconstruction et du Logement, 1955 – *Etude hydrologique par prospection électrique et sismique dans la région de Bouthéon, Andrézieux, Saint-Just-sur-Loire.*

85 sondages électriques – 5 profils sismiques (53 tirs) – 2 cartes des résistivités en ligne AB = 15 m et AB = 40 m – diagrammes des sondages électriques. 11p – 2 planches.

C.P.G.F. Horizon, Service du Génie Rural de la Loire, 1961 – *Alluvions de la Loire – Saint-Rambert-sur-Loire – Etude géophysique.*

19 sondages électriques. 3p – 5 planches.

C.P.G.F. Horizon, Ministère de la Construction, 1965 – *Etude hydrogéologique et géophysique de la vallée de la Loire entre Saint-Rambert et Saint-Cyprien. Zone industrielle de Bouthéon – Andrézieux.*

Enquête hydrogéologique – campagne géophysique (188 sondages électriques) – forages mécaniques et essai de pompage – chimie. Etude n° 320. 55p – 31 planches.

C.P.G.F. Horizon, D.D.A. Loire, 1980 – *Commune de Veauche – Etude hydrogéologique.*

Géologie, géométrie de l'aquifère, paramètres hydrauliques – zone de captage : ouvrages de captage, production, potentialités. Etude n° 2132. 18p – 4 plans.

- Alluvions récentes de la Loire dans la plaine du Forez

C.P.G.F. Horizon, D.D.A. Loire, 1965 – *Alimentation en eau potable de Rivas.*

Prospection électrique – 15 sondages électriques – 3 profils. Etude n° 330. 5p – 4 planches.

C.P.G.F. Horizon, D.D.A. Loire, 1965 et 1966 – *Alimentation en eau potable de Cuzieu – Unias.*

Prospection géophysique – Forages – Coupes géologiques – Essais de débit. Etudes n° R 316 10p - 2 planches et R 316 b 20p – 7 planches.

C.P.G.F. Horizon, D.D.A. Loire, 1976 – *Commune de Craintilleux.*

Prospection géophysique – Forages – Chimie. Etude n° 1583. 6p – 3 planches.

C.P.G.F. Horizon, D.D.A. Loire, 1976 – *Etude hydrogéologique dans la région de Chalain-le-Comtal – Unias.*

Prospection géophysique – 113 sondages électriques – 18 profils. Etude n° 1536. 26p – 6 planches.

C.P.G.F. Horizon, D.D.A. Loire, 1978 – *Alluvions de la Loire – Rive gauche entre Magneux-Haute-Rive et Feurs.*

189 sondages électriques – Coupes interprétatives de 17 profils transversaux Est-Ouest – Esquisse piézométrique – Carte de résistivité des alluvions. Etude n° 1747. 26p – 4 planches.

C.P.G.F. Horizon, D.D.A. Loire, 1967 et 1968 – *Prospection géophysique – Territoire de la commune de Cleppé.*

Prospection géophysique – 68 sondages électriques – 12 profils – Piézométrie – Chimie – Forages mécaniques d'étalonnage. Etude n° 454.

C.P.G.F. Horizon, D.D.A. Loire, Institution Interdépartementale pour la protection des Vals de Loire contre les inondations, 1975 à 1977 – *Retenue de Villerest – Etude hydrogéologique des Chambons.*

Prospection géophysique (75 sondages électriques) – Piézométrie – Forages de reconnaissance – Cartes des épaisseurs de la couverture – Carte du toit du substratum – Carte des perméabilités – Modèle mathématique. Etude n° 1438 35p – 6 tableaux, n° 1569 29p – 4 planches et n° 1612 modèle mathématique.

C.P.G.F. Horizon, D.D.A. Loire, 1976 et 1977 – *Prospection géophysique entre Feurs et Balbigny.*

131 sondages électriques – 15 profils – 5 sondages mécaniques d'étalonnage – Carte de résistivité des alluvions. Etudes n° 1537 21p – 5planches et n° 1658 11p – 3 planches.

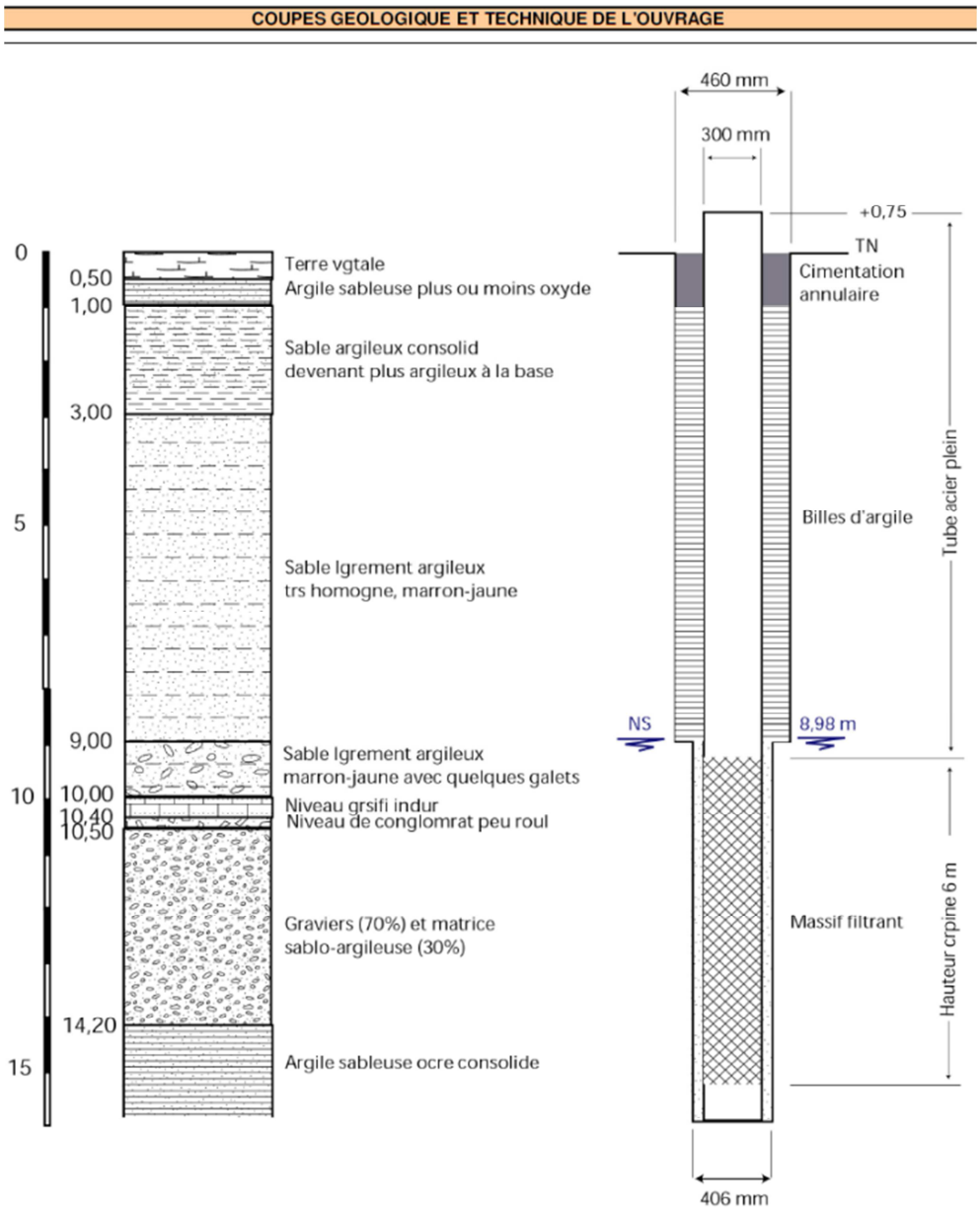
C.P.G.F. Horizon, D.D.A. Loire, 1978 – Synthèse hydrogéologique des alluvions récentes de la Loire dans la plaine du Forez.

Géométrie de l'aquifère – paramètres hydrauliques – caractéristiques électriques – chimie – alimentation en eau potable – potentialités – exploitation des matériaux. Etude n° 1734. 94p – 8 planches.

Annexe 7 - Logs stratigraphiques des piézomètres de suivi (Source DREAL Rhône-Alpes)

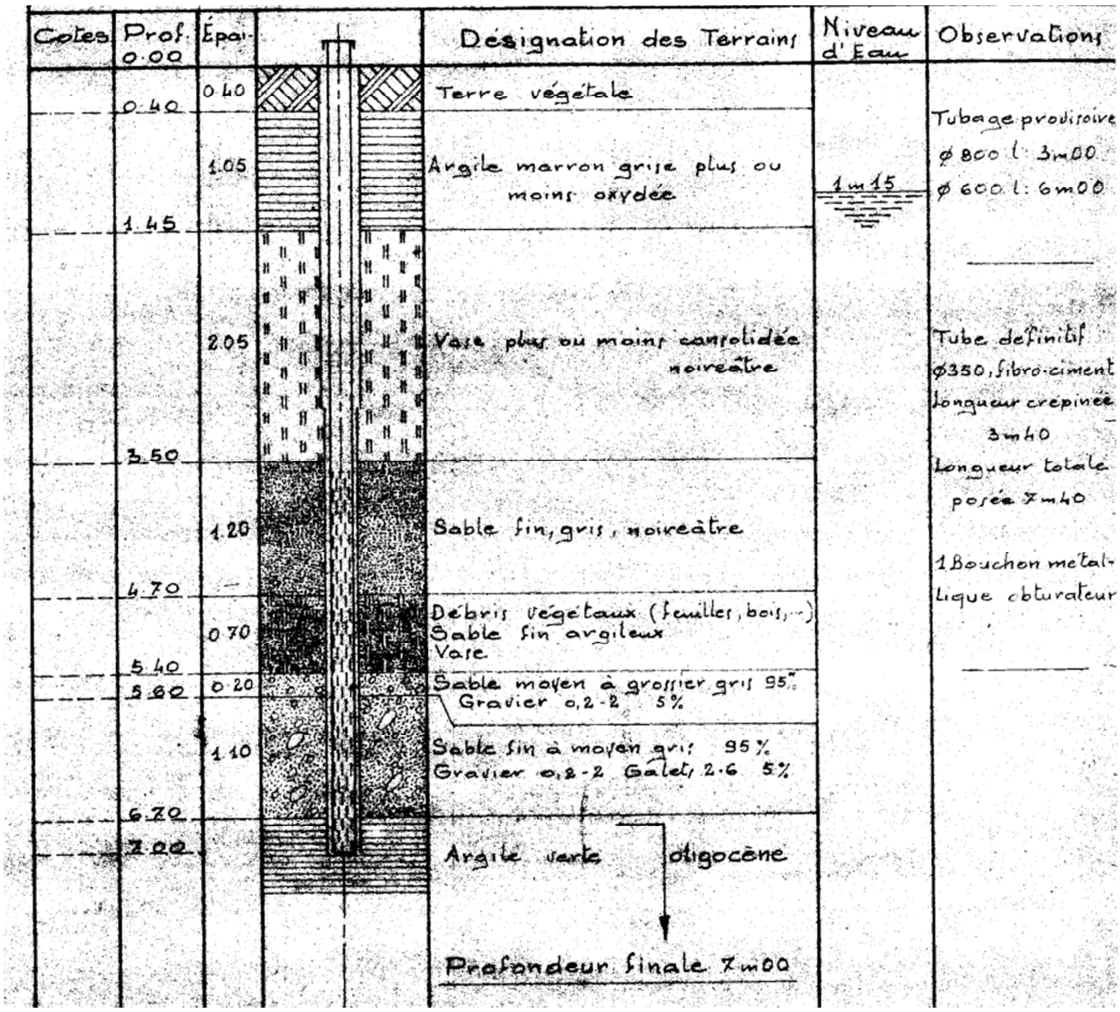
Les 4 piézomètres sont actuellement suivis et équipés par le BRGM (Orpheus mini à enregistrement continu + module de télétransmission GSM) et ont fait l'objet d'un nivellement (en octobre 2004 pour les deux plus anciens, lors de leur implantation pour les deux récents). Les logs stratigraphiques des piézomètres de Cleppé, Chalain-le-Comtal et Saint-Galmier sont présentés ci-après (le log de Montrond n'est pas disponible sur la base de données BRGM Infoterre).

- Le piézomètre de SAINT-GALMIER, code BSS : 07208X0197/F1C :



Log forage Saint-Galmier

- Le forage "F1" de CLEPPE (forage utilisé pour l'eau potable), code BSS : 06967X0046/CLEPPE



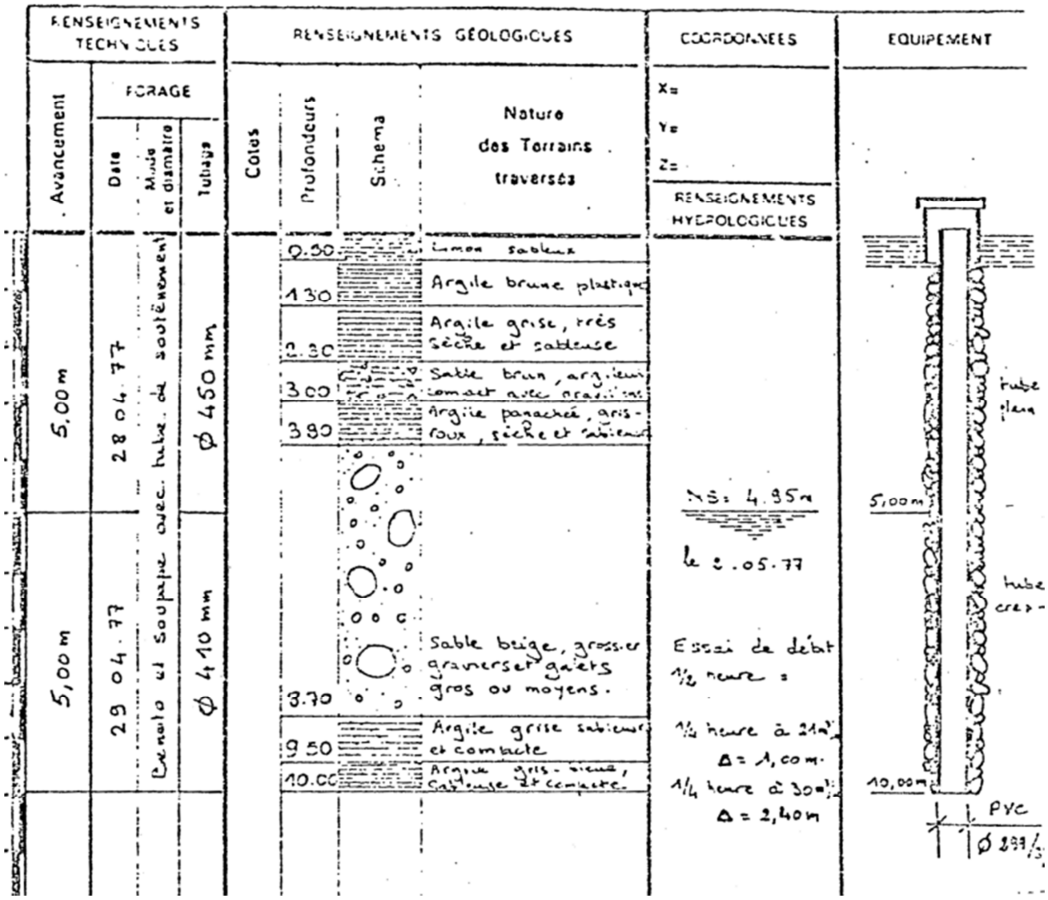
Log forage Cleppé

- Le forage "LES PRINCES" de MONTROND-LES-BAINS, code BSS : 07204X0084/PZ

Profondeur	Lithologie
De 0 à 0.2 m	TERRE VEGETALE
De 0.2 à 0.6 m	ARGILE JAUNE ET GRISE SABLEUSE
De 0.6 à 1 m	ARGILE GRISE ET BRUNE MELANGEE SABLEUSE
De 1 à 2.8 m	SABLE ET GRAVIER ARGILEUX GRIS FONCE AGGLOMERE
De 2.8 à 4 m	SABLE ET GRAVIER ARGILEUX JAUNE MICACE
De 4 à 4.5 m	LIMON ARGILEUX GRIS JAUNE MICACE AVEC PETITS LITS DE SABLE FIN OCRE
De 4.5 à 7.3 m	GROS GRAVIER ET SABLE GROSSIER JAUNE AQUIFERE AVEC GALETS
De 7.3 à 8.7 m	SABLE TRES FIN LIMONEUX GRIS JAUNE MICACE
De 8.7 à 9.4 m	SABLE TRES FIN LIMONEUX VERT MICACE
De 9.4 à 9.5 m	ROCHE BLEUTEE TRES DURE

Log forage captage «LES PRINCES »proche (moins de 50 m) du piézomètre de Montrond

- Le piézomètre "LES PETITES VARENNES" de CHALAIN-LE-COMTAL code BSS 07203X0168/PZ



Log forage Chalain-le-Comtal

Annexe 8 - Tableau des analyses chimiques en ions majeurs (mg/L) des principaux captages AEP situés dans les alluvions superficielles de la plaine du Forez

Nom des échantillons	Contexte	T°C	pH	c25°C	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	CO_3^{2-}	F^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}	PO_4^{3-}	NO_3^{-}	SiO_2
Ruisseau de l'Anzieux	Esup-RD	5.0	8.00	200.00	33.97	9.59	34.43	4.54	105.00	1.00	0.13	49.36	25.75	0.66	20.20	5.10
Andrézieux-Bouthéon	AA-RD	11.5	7.02	699.00	61.81	17.71	32.74	8.34	238.62	0.00		67.37	33.62	1.00	21.89	18.28
Balbigny	C/AA-RD	12.3	6.93	423.00	54.80	9.35	15.80	1.13	151.10	0.00		28.10	24.35	0.00	20.70	20.95
Bonson	AR-RG	13.8	6.76	198.67	14.47	3.75	15.73	4.08	41.40	0.00		26.07	14.07	0.20	7.83	12.13
Cleppé	AR-RG	12.6	6.44	141.67	10.61	3.10	9.86	2.51	35.08	0.00		15.29	9.88	0.21	6.16	11.18
Pouilly-Les-Feurs	C/AA-RD	13.6	7.00	513.50	65.03	11.93	19.80	1.08	179.20	0.00		28.40	24.37	0.10	36.00	25.47
Saint-Bonnet-Les-Oules	AA-RD	12.5	6.62	348.25	39.23	8.56	20.65	2.09	76.12	0.00		34.89	41.81	0.22	29.30	31.46
St-Just-St-Rambert	AR-RD	14.1	6.95	181.80	13.25	4.84	12.47	3.10	62.69	0.00		14.13	14.22	0.20	3.70	10.37
St-André-Le-Puy	AA-RD	13.3	6.79	607.67	62.33	18.77	21.20	1.45	152.30	0.00		50.80	39.20	0.16	55.34	28.53
Unias	AR-RG	12.8	7.25	472.25	48.87	15.26	21.14	4.91	186.00	0.00		29.18	20.96	0.00	31.15	18.22

NB : Les données sur fond orange sont extraites de Gal [2005] et Renac et al. [2010] pour une eau superficielle ; les données sur fond vert sont extraites d'ADES pour l'eau des captages AEP dans les alluvions superficielles.

Annexe 9 - Tableau de synthèse d'une sélection de données d'analyses chimiques en ions majeurs (mg/L) située dans les sédiments tertiaires profonds

Nom des échantillons	Contexte	T°C	pH	c25°C	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	CO_3^{2-}	F^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}	PO_4^{3-}	NO_3^{-}	SiO_2
Mon1 (prof 44 à 46 m)	ST	15.3	9.3	907	2.00	0.20	223.00	0.60	416.00	66.60	1.30	12.60	4.60	0.30	0.10	
Mon1 (prof 186 m)	ST	22.9	8.8	1731	2.20	1.90	460.00	4.20	1045.00	48.00	2.30	16.00	7.50			23.40
Mon2 (prof 192 m)	ST	22.7	8.7	1907	3.30	1.30	520.00	2.30	1168.00	55.00	2.00	17.00	5.80	0.30	0.10	
Mon2 (prof 194 m)	ST	23.7	8.0	2190	5.40	2.00	572.00	1.60	1346.00	46.00	2.10	24.00	5.00			
Mon2 (prof 198 m)	ST	22.5	8.0	1880	3.50	1.40	500.00	2.30	1158.00	53.00	2.30	20.00	6.10	0.50	0.10	25.70
Mon3 (prof 237 à 279 m)	ST	23.3	6.6	7400	59.04	33.22	1900.59	12.24	5941.00	0.00	0.40	63.70	4.20	0.10		
Détente (prof 460 à 499 m)	ST	23.5	7.4	16560	57.70	100.80	5757.90	37.99	14995.80	40.30	0.30	168.30	26.30			80.10
Geyser IV (melange)	ST	23.8	6.9	2940	21.36	8.99	665.45	7.96	1840.00	1.10	1.10	23.30	7.10			
Saint-Galmier (Badoit)	ST	19.2	6.0	1813	190.00	85.00	165.00	10.00	1300.00		1.20	44.00	38.00		0.10	35.00
Magneux-Haute-Rives	ST	15.1	7.7	463	1.85	0.54	116.91	0.91	269.29	0.86		11.04	11.28	0.39	0.89	34.10

NB : Les données présentées ci-dessus caractérisent les sédiments tertiaires. Les données sur fond bleu sont extraites de Gal [2005] et Renac et al. [2010] ; les données sur fond rouge sont extraites de l'étiquette bouteille Badoit et les données sur fond vert sont extraites d'ADES (captages AEP).

Annexe 10 - Tableau de synthèse d'estimation de l'âge des eaux des forages de Montrond suivant différentes méthodes (extrait de Renac et al. [2010])

^{14}C activities measured from dissolved inorganic carbon (DIC) of Geyser IV, Détente and Mon 1–3 waters and residence time estimates (Ka) using Ingerson and Pearson (1964) or Fontes and Garnier (1979) correction methods with $\delta^{13}C_{calcite}$ varying from - 1 to – 3 ‰** and $\delta^{13}C_{soil}$ of - 23 (a) and – 12 ‰ (b) and chemical composition of the Anzieux Riv for the Fontes and Garnier correction (imp: future age ? unrealistic correction).*

					Maximum ages				Isotopic correction				Chemical and isotopic corrections				Chemical corrections									
	Depth (mbs)	Temperature (°C)	$\delta^{13}C_{DIC}$ (‰)	^{14}C activity (pCm)	Age (Ka)		Tamers	Age (Ka)	Pearson	Age (Ka)	Pearson	Age (Ka)	Syst mixt	Age (Ka)	Syst mixt	Age (Ka)	F and G	Age (Ka)	F and G	Age (Ka)	F and G	Age (Ka)	F and G	Age (Ka)	Alkalinity	Age (Ka)
					A_0 = 100	A_0 = 70	A_0		A_0^*		A_0^{**}		A_0^*		A_0^{**}		A_0^* (a)		A_0^{**} (a)		A_0^* (b)		A_0^{**} (b)		corr A_0	
Mon 1 (03/2005)	-186	22.9	-5.9	4.5 (±0.3)	25.6	23.0	50.6	20.0	22.6	13.2	14.5	9.7	35.3	17.0	24.4	14.0	62.1	22.0	59.3	21.0	74.8	23.2	71.7	22.9	50.2	19.9
Pumping test (04/2005)	-44	15.3	-5.4	5.5 (±0.3)	24.0	21.0	51.6	18.5	20.0	10.7	12.0	6.4	33.9	15.0	21.9	11.0	79.1	22.0	77.6	22.0	83.9	22.5	82.0	22.3	50.0	18.3
Mon 2 (05/2005)	-192	22.7	-5.6	5.4 (±0.2)	24.1	21.2	50.6	18.5	20.9	11.2	13.0	6.4	33.2	15.0	21.9	12.0	57.0	20.0	53.9	19.0	71.2	21.3	67.7	20.9	50.2	18.4
Pumping test (07/2005 after 72h)	-198	22.5	-5.5	6 (±0.33)	23.3	20.3	50.6	17.6	22.3	10.8	14.5	7.3	32.6	14.0	21.1	10.0	58.1	19.0	55.1	18.0	71.6	20.5	68.2	20.1	50.2	17.6
Mon 3 (10/2005)	-194	23.7	-6.6	4.2 (±0.5)	26.2	23.3	50.5	20.6	25.4	14.9	18.0	12.0	39.7	18.6	29.7	16.0	55.1	21.0	51.9	21.0	72.6	23.6	69.3	23.2	51.0	20.6
Pumping test (12/2005)	-258	25.6	-3.3	2.95 (±0.5)	29.1	26.2	50.1	23.4	10.4	10.4	1.5	<0	13.0	12.3	1.9	<0	<0	imp	<0	imp	<0	imp	<0	imp	69.3	26.1
Détente (09/11/2006)	-483	23.5	0	1.1 (±0.03)	37.3	34.3	50.0	31.6	<0	imp	<0	imp	<0	imp	<0	imp	<0	imp	<0	imp	<0	imp	<0	imp	53.7	32.1
Geyser IV (07/2002 - 11/2003)	mixture	23.8	-4.4	8.3 (±0.3)	20.6	17.6	50.4	14.9	15.4	5.1	7.0	<0	21.5	7.9	10.1	2.0	39.6	13.0	35.2	12.0	57.3	16.0	52.2	15.2	60.0	16.4

Les âges estimés des eaux souterraines prélevées se répartissent dans une gamme de valeurs comprises entre 2000 ans (Geyser IV) et 37 000 ans (Détente) selon les méthodes de correction appliquées.

Annexe 11 - Prélèvement des eaux souterraines en vue d'une analyse 18O, 2H, 13C et 14C

La manipulation sur le terrain pour le prélèvement d'eau permettant l'analyse ^{13}C, ^{14}C, ^{18}O et ^{2}H est présentée en Photo ci-dessous.

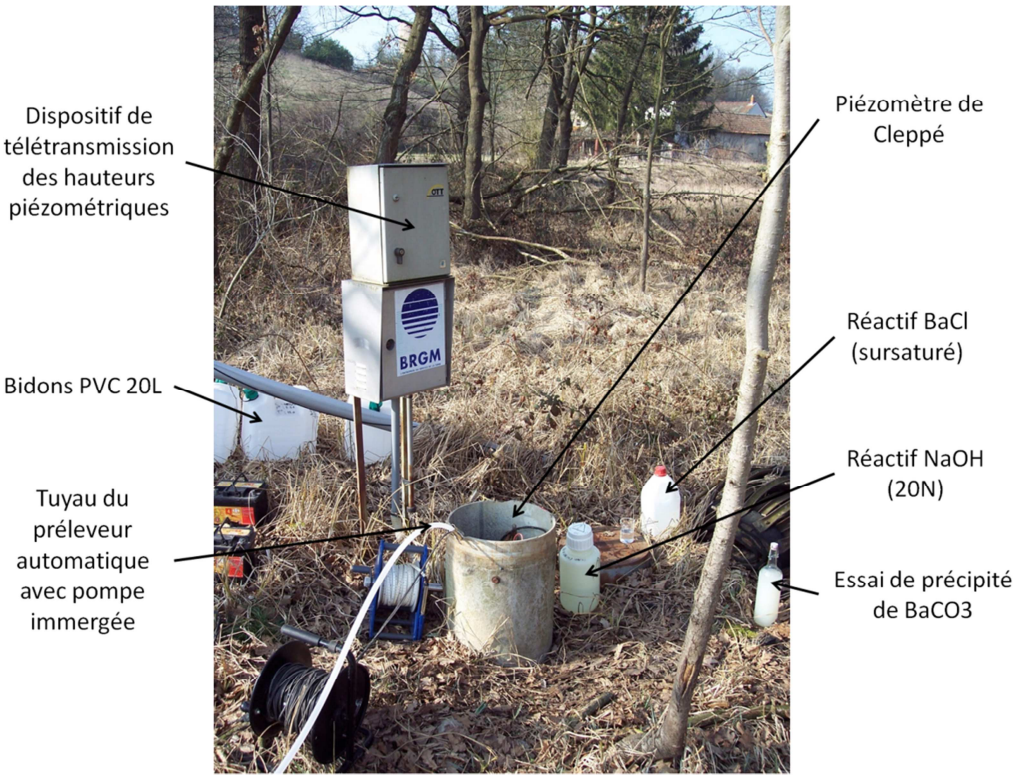


Photo - Dispositif de prélèvement pour l'analyse ^{13}C et ^{14}C.

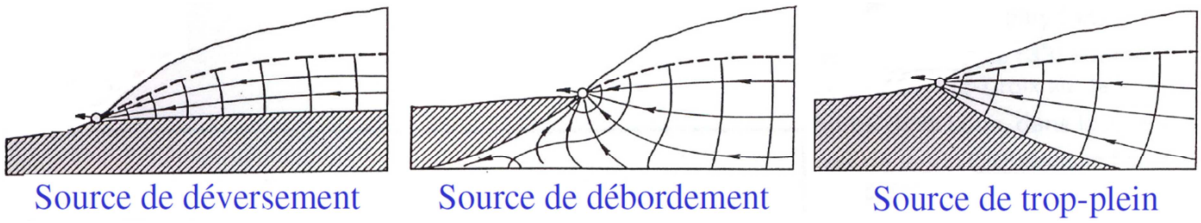
La quantité d'eau à prélever est déterminée à priori à partir d'un calcul faisant intervenir l'alcalinité de l'eau permettant d'obtenir une quantité suffisante de précipité de CITD pour l'analyse ^{14}C. Cette quantité d'eau prédéterminée est prélevée après la purge du piézomètre et est conditionnée dans des bidons PVC. De la soude (NaCl) est ajoutée, permettant d'atteindre des conditions suffisamment basiques pour que toutes les espèces du système calco-carbonique soient sous la forme de carbonates CO_3^{2-}. Puis, le CITD est piégé sous forme de précipité de carbonate de baryum ($BaCO_3$) après l'ajout d'une solution sursaturée de chlorure de baryum ($BaCl_2$).

Afin de limiter dans la mesure du possible le contact avec l'atmosphère, de l'azote liquide est ajouté dans le bidon pour en chasser l'air.

En laboratoire, le précipité est extrait après centrifugation et séchage et est utilisé à la fois à l'analyse ^{13}C et ^{14}C.

Annexe 12 – Différentes configurations de nappe

Dans la plaine du Forez la configuration la plus souvent rencontrée correspond à celle d'une source de déversement ou d'un nappe de déversement.

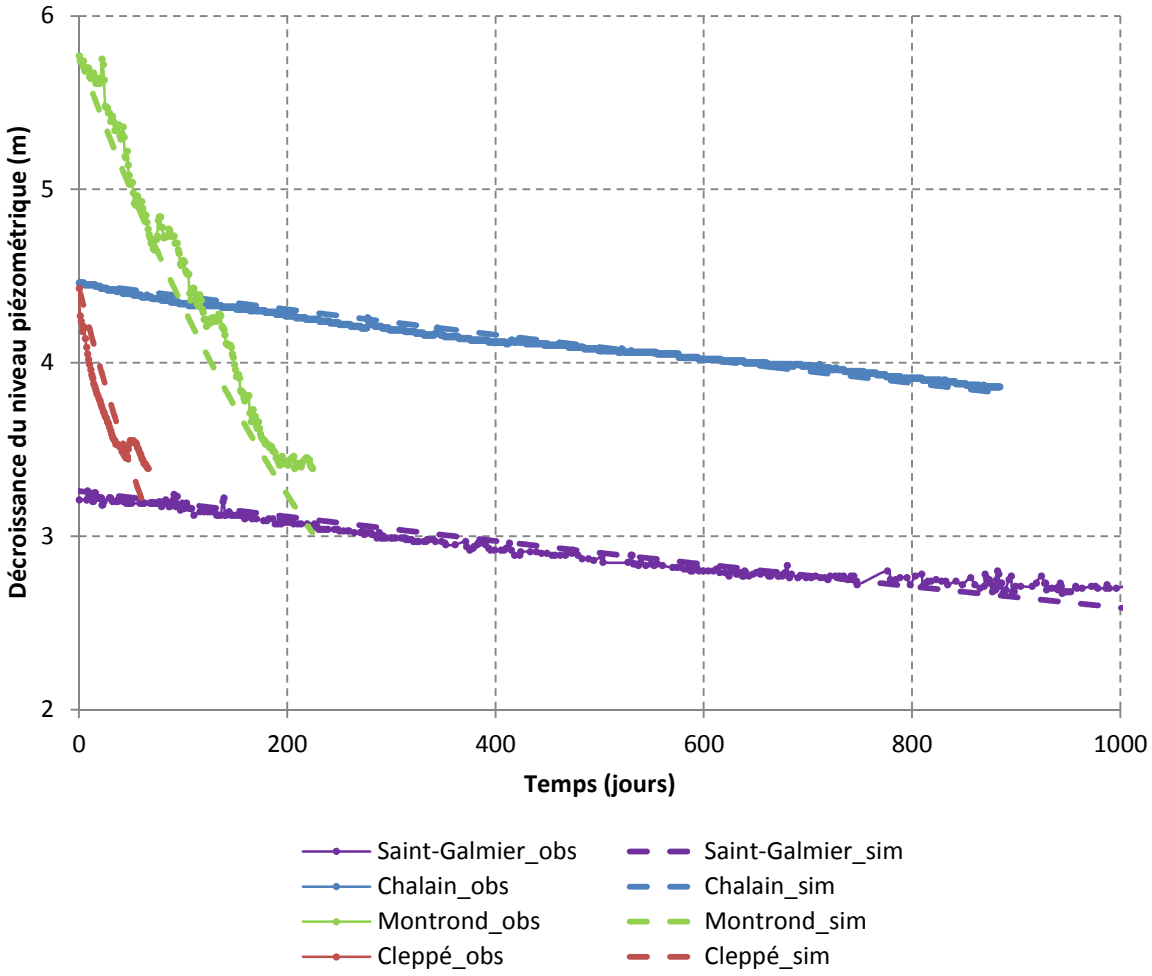


Différents types d'exutoires des nappes (Figure issue du cours de Razack [2012]).

Définition de Schœller [1962] :

- Nappe de déversement : nappe libre non soutenue, limitée par l'affleurement du substratum de l'aquifère, sans réserve significative au-dessous du niveau des exutoires ;
- Nappe de débordement : nappe libre non soutenue, limitée par le bord de la couverture de l'aquifère, généralement en continuité avec une nappe captive ;
- Nappe de trop-plein : nappe libre non soutenue, limitée par l'affleurement du substratum de l'aquifère, avec réserve significative au-dessous du niveau des exutoires.
- Nappe soutenue (non illustrée) : nappe libre, en général, dans un aquifère à limite à condition de potentiel (cours d'eau ou plan d'eau superficiel).

Annexe 13 – Temps de tarissement en l'absence de recharge d'origine superficielle pour les quatre piézomètres de suivi de la plaine du Forez

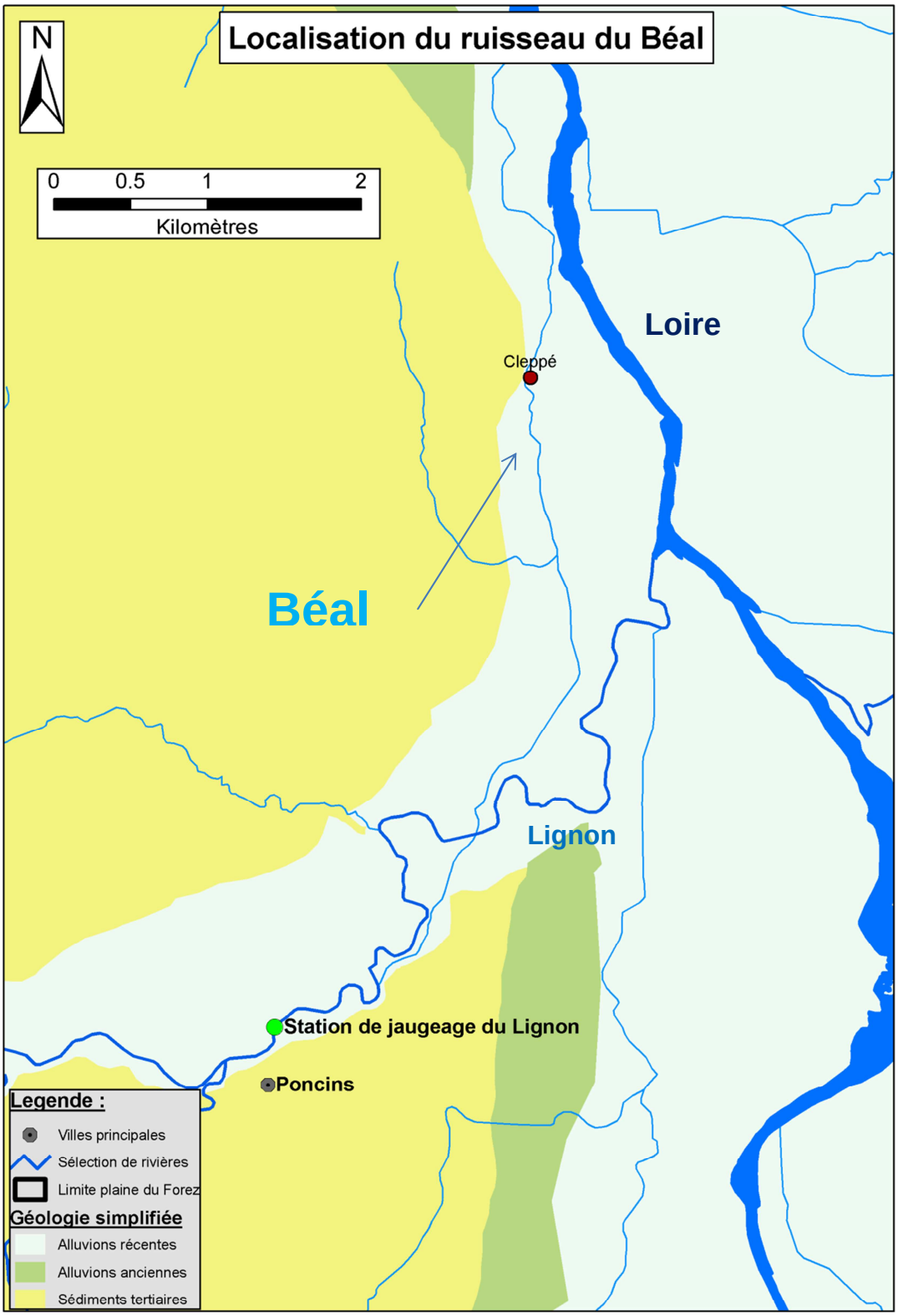


Décroissance du niveau piézométrique observé et simulé pour les quatre piézomètres de suivi de la plaine du Forez. Les courbes en trait fin continu correspondent à la décroissance observée à partir d'un niveau initial de hautes eaux. Les courbes en trait pointillés correspondent à l'ajustement d'une équation de type loi de décroissance exponentielle.

Pour atteindre moins de 5% du niveau initiale de haute eaux ($H_{5\%}$), dans l'hypothèse que la décroissance du niveau piézométrique suive grossièrement une loi de décroissance exponentielle, on obtient :

- Pour Cleppé, H_0 = 4,43 m, $T_{1/2}$ = 130 j et $H_{5\%}$ = 566 j ;
- Pour Montrond, H_0 = 5,77 m, $T_{1/2}$ = 240 j et $H_{5\%}$ = 1084 j ;
- Pour Chalain, H_0 = 4,46 m, $T_{1/2}$ = 4000 j et $H_{5\%}$ = 17284 j ;
- Pour Saint-Galmier, H_0 = 3,26 m, $T_{1/2}$ = 3000 j et $H_{5\%}$ = 12969 j.

Annexe 14 – Carte de localisation du ruisseau du Béal vis-à-vis du piézomètre de suivi de Cleppé et du Lignon



Annexe 15 – Relations phénoménologiques des écoulements en milieux poreux (issu de Ledoux [2003])

Chaque propriété affectée en un point de milieu est définie de manière locale sur un élément de volume entourant ce point dit "Volume Elémentaire Représentatif" (VER). La taille du VER est choisie de manière théorique en fonction de la division du milieu de telle sorte que :

- le VER soit suffisamment grand pour contenir un grand nombre de pores de manière à pouvoir y définir une propriété moyenne globale avec l'assurance que l'effet de fluctuation d'un interstice à un autre sera négligeable ;
- le VER soit suffisamment petit pour que les variations des propriétés d'un domaine au domaine voisin puissent être approchées par des fonctions continues sans introduire d'erreur décelable par les instruments de mesure à l'échelle macroscopique.

Les relations phénoménologiques définissant l'écoulement mettent en œuvre les variables macroscopiques décrivant le milieu poreux et le comportement de l'eau qui en sature les vides. Ces relations sont issues de la mécanique des fluides moyennant une adaptation empirique nécessitée par la description macroscopique du milieu [DE MARCILY, 1981]. Trois groupes de relations peuvent ainsi être dégagés :

- Le principe de continuité macroscopique :

Ce principe traduit la conservation de la masse de fluide à l'intérieur de tout VER (volume élémentaire représentatif) demeurant fixe dans l'espace. Il s'exprime par l'équation dite équation de continuité :

$$div(\rho\vec{V}) + \frac{\partial(\rho\varepsilon)}{\partial t} + \rho q = 0$$

Cette équation met en jeu les grandeurs macroscopiques suivantes rapportées au VER,

ρ : masse volumique de l'eau [M] [L^{-3}] ;

ε : porosité du milieu poreux définie comme le rapport entre le volume des vides présents dans le VER et son volume total (sans dimension) ;

q : débit volumique d'eau prélevé (ou injecté) par unité de volume de VER [T^{-1}] ;

$\vec{V}$: vitesse de filtration de l'écoulement (vitesse de Darcy) [L] [T^{-1}] exprimant la vitesse fictive d'un fluide qui percolerait à travers le milieu en occupant tout l'espace (pores + grains) au lieu de n'occuper que les vides. Le flux du vecteur $\vec{V}$ à travers une surface quelconque de milieu poreux représente ainsi le débit d'eau qui la traverse.

- L'équation du mouvement, c'est-à-dire la loi de Darcy :

La loi de Darcy, issue de l'expérience (chevalier Henri Darcy [1856]), exprime, dans le cadre du modèle macroscopique, la relation fondamentale de la mécanique qui permet de modéliser le débit d'eau pouvant, par différence de charge hydraulique, s'écouler à travers un milieu poreux. La formulation la plus courante en hydrogéologie revêt la forme suivante :

$$\vec{V} = -\overline{\overline{K}} * \overrightarrow{grad} h$$

où h est la charge hydraulique macroscopique définie par la relation $h = z + p/\rho g$.

Lorsque la masse volumique ϱ peut être considérée comme constante, la charge s'identifie au niveau piézométrique. La charge attachée à un VER est alors matérialisée par la cote de la surface libre de l'eau dans un tube ouvert dont l'orifice inférieur pénètre ce VER (piézomètre). La cartographie du champ h au sein d'un aquifère constitue la carte piézométrique d'une nappe. La charge, ou niveau piézométrique, s'exprime habituellement en mètres d'eau.

Et $\overline{\overline{K}}$ est le coefficient de Darcy, ou perméabilité du milieu poreux [L] [T^{-1}] relativement à l'écoulement d'un fluide donné (l'eau dans le cas qui nous intéresse). Dans le but de rendre compte de l'anisotropie du milieu poreux, inhérente à la structure des formations géologiques, on est amené à considérer la perméabilité comme une propriété tensorielle.

On admet ainsi que $\overline{\overline{K}}$ est un tenseur symétrique du 2ème ordre, c'est à-dire une matrice à 9 coefficients dans l'espace à trois dimensions.

$$\overline{\overline{K}} = \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix} avec : \begin{array}{ccc} K_{xy} & = & K_{yx} \\ K_{xz} & = & K_{zx} \\ K_{yz} & = & K_{zy} \end{array}$$

- L'équation d'état :

Les équations d'état traduisent le comportement mécanique de l'eau et de la matrice rocheuse en fonction de la pression. En hydrogéologie, on adopte habituellement un modèle élastique pour expliquer ce comportement, faisant intervenir les coefficients d'élasticité α et β définis par les relations suivantes :

$\frac{d\rho}{\rho} = \beta dp$ pour l'eau

$\frac{dV}{V} = -\alpha d\bar{\sigma} = \alpha dp$ pour la matrice

dans lesquelles $\bar{\sigma}$ représente la contrainte effective (contrainte s'exerçant sur les grains) au sein du volume élémentaire représentatif de volume V.

En l'absence de variation des forces extérieures s'exerçant sur le milieu poreux, la contrainte effective σ est liée à la pression interstitielle p de l'eau par la relation $dp + d\bar{\sigma} = 0$ dite relation de Terzaghi.

Dans ces conditions, on démontre la relation [DE MARSILY, 1981] $d(\rho\varepsilon) = \rho d\varepsilon + \varepsilon d\rho = \rho g(\alpha + \varepsilon\beta), dp \cong \rho 2g(\alpha + \varepsilon\beta)$ dh reliant la variation $d(\rho\varepsilon)$ du stock en eau dans un VER à la variation dh du niveau piézométrique.

On pose $Ss = \rho g(\alpha + \varepsilon\beta)$, ce qui définit le coefficient d'emmagasinement spécifique du milieu poreux sur tout VER [L^{-1}].

Annexe 16 - Système calco-carbonique dans les eaux (inspiré de Legrand et Al. [1981])

Le système calco-carbonique régit les équilibres de répartition des espèces carbonatées dissoutes dans l'eau. La répartition en concentration de chaque espèce est étroitement liée au pH et à la température. L'équation (1) décrit l'équilibre chimique du système calco-carbonique. Le CO_2 gazeux se dissout dans l'eau selon une loi d'équilibre thermodynamique (loi de Henry) qui dépend de la pression partielle de ce gaz (PCO_2). Le CO_2 ainsi dissout, réagit avec l'eau pour former l'acide carbonique (H_2CO_3) qui lui-même réagit pour former l'ion hydrogénocarbonate (HCO_3^-) et l'ion carbonate (CO_3^{2-}).

$$CO_{2_{gaz}} + H_2O \overset{K_{H_{CO_2}}}{\Longleftrightarrow} H_2CO_3 \overset{K_1}{\Leftrightarrow} H^+ + HCO_3^- \overset{K_2}{\Leftrightarrow} 2H^+ + CO_3^{2-} \quad (1)$$

L'équilibre entre chaque espèce carbonatée dépend de la constante de Henry pour le gaz carbonique $K_{H_{CO_2}}$ et des constantes de dissociations K_1 et K_2. Ces constantes sont décrites en équations (2), (3) et (4) ci-dessous :

$$K_{H_{CO_2}} = \frac{[H_2CO_3]}{PCO_2} \quad (2)$$

$$K_1 = \frac{[HCO_3^-]*[H^+]}{[H_2CO_3]} \quad (3)$$

$$K_2 = \frac{[CO_3^{2-}]*[H^+]}{[HCO_3^-]} \quad (4)$$

Il découle des équations (3) et (4), les équations (5) et (6) décrivant les relations entre K, pK et pH :

$$pK = -log_{10}K \quad (5)$$

$$pH = pK + log_{10}\frac{[Base]}{[Acide]} \quad (6)$$

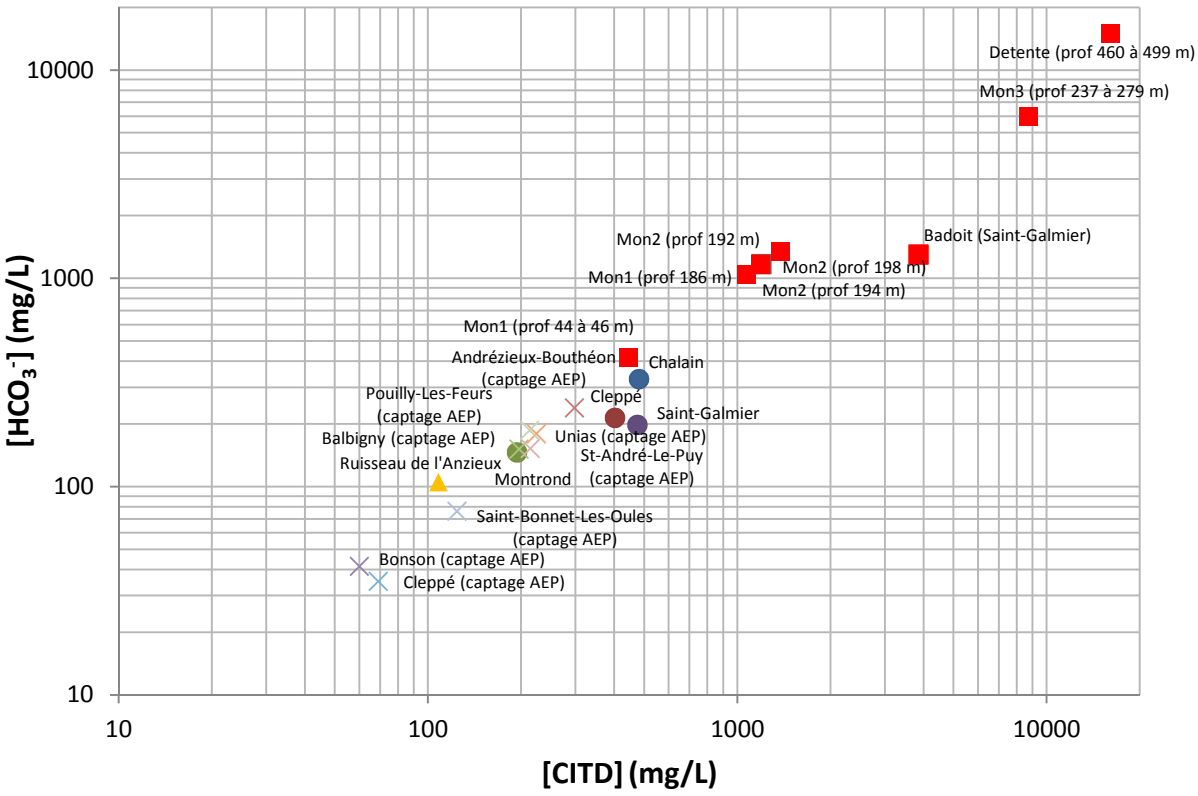
L'évolution du pK en fonction de la température est présentée ci-dessous :

Température °C	0	25	80
pK_1	6.58	6.37	6.32
pK_2	10.63	10.33	10.12

L'ensemble de ces espèces carbonatées dissoutes représentent le carbone inorganique total dissous (CITD) et est décrit par l'équation (7).

$$CITD = [H_2CO_3] + [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}] \quad (7)$$

Dans le cadre de ce travail, les analyses en ions majeurs des différents échantillons permettent d'obtenir la concentration en $[HCO_3^-]$, les autres espèces carbonatées ainsi que la pression partielle de CO_2 ont été calculé par le logiciel Diagrammes (R. Smiler, LHA). Ces calculs prenant notamment en compte la température et le pH des eaux échantillonnées.



Concentration en ions hydrogénocarbonates (HCO_3^-) en fonction de la concentration en carbone inorganique total dissous (CITD) pour une sélection d'eaux souterrains de la plaine du Forez. Les figurés ronds représentent les échantillons des piézomètres de suivi dans les alluvions superficielles, les figurés en croix représentent les eaux des captages AEP dans les alluvions superficielles et les figurés carrés représentent les eaux des forages profonds dans les sédiments tertiaires.

Annexe 17 - Rappel sur les principes de radiodatation

- Rappel des principes du radioélément ^{14}C :

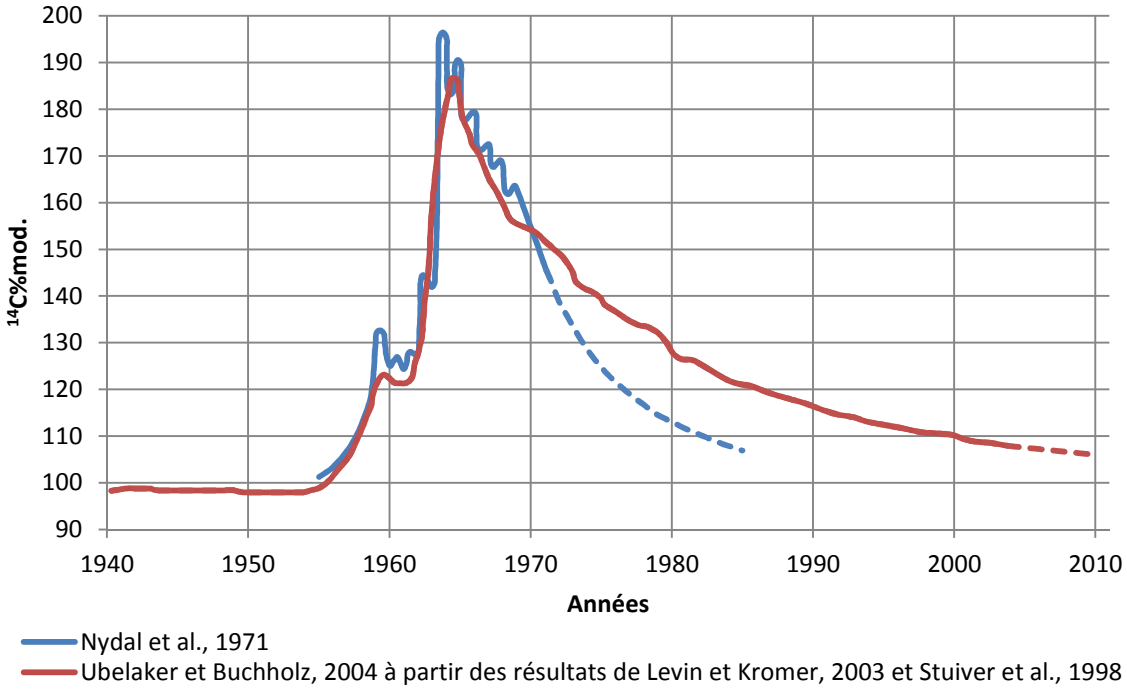
Ces rappels, qu'ils s'agissent des principes de radiodatation ou des protocoles de prélèvement et de mesure en laboratoire, sont amplement décrits dans la littérature, dont notamment [CHERY, 1991] ; [BLAVOUX, 1995] ; [HUNEAU, 2000] ; [Gal, 2005] ; [KAZEMI et Al., 2006]…

L'isotope radioactif du carbone (noté ^{14}C) se forme en haute atmosphère par l'absorption de neutrons par les atomes d'azote. Ces neutrons résultent de la collision entre les rayons cosmiques et les atomes présents dans l'atmosphère. Le ^{14}C est redistribué dans le cycle du carbone sous la forme de $^{14}CO_2$ qui s'incorpore au CO_2 non radioactif déjà présent dans l'atmosphère. La désintégration d'un atome de ^{14}C donne un atome d'azote et une émission de rayons β selon :

$$^{14}C \rightarrow {}^{14}N + \beta$$

La production du ^{14}C a été influencée par les essais nucléaires notamment au cours des années 60.

L'évolution des teneurs moyennes en $^{14}CO_2$ dans l'hémisphère Nord est présentée en figure ci-dessous.



Excès de radiocarbone dans l'atmosphère.

L'activité ^{14}C étant exprimée par rapport à une activité standard, à peu près équivalente à l'activité du carbone récent ou moderne (PCM).

Le principe de la radiodatation est basé sur l'estimation de la décroissance radioactive selon la relation :

$$A = A_0 e^{-\lambda t}$$

et

$$\lambda = \frac{\ln 2}{T}$$

Avec :

A = activité au bout du temps t,

A_0 = activité initiale (à la fermeture du système),

t = temps écoulé depuis la fermeture du système (en années),

λ = constante de désintégration radioactive,

T = période de demi-vie du radiocarbone estimée à 5730 ans (permettant d'estimer des âges à plus de 60 000 ans).

L'âge s'obtient alors :

$$t = \frac{T}{\ln 2} * \ln\left(\frac{A_0}{A}\right)$$

- La mesure :

La mesure consiste en la condensation du carbone à l'état liquide sous forme de benzène (C_6H_6). L'émission de rayons β du ^{14}C est enregistrée au cours du temps grâce à un compteur à scintillation liquide. Les mesures ont été réalisées par M. Babic au LHA Laboratoire d'Hydrologie d'Avignon. Le comptage des scintillations en fonction du temps est suffisamment long de telle sorte que la courbe logarithmique de désintégration puisse être extrapolée et comparée à la courbe standard.

- Implications pour la datation des eaux souterraines :

L'activité ^{14}C mesurée n'est pas directement exploitable pour décrire l'âge de l'eau depuis son infiltration, jusqu'à son prélèvement dans l'aquifère. En effet, le CO_2 atmosphérique dissout dans l'eau de précipitation juste avant la fermeture du système, ne constitue pas la seule source de carbone. L'activité « apparente » ^{14}C ainsi mesurée, intègre en réalité tous les phénomènes de dilution chimiques, de mélanges avec des eaux de différentes origines et d'échanges isotopiques [HUNEAU, 2000].

En effet, en dehors du CO_2 atmosphérique, le CITD (Carbone Inorganique Total Dissous, correspondant à l'ensemble des espèces carbonatées dissoutes) peut avoir différentes origines. Il peut provenir soit de la dissolution du CO_2 du sol lors de l'infiltration des eaux, soit de la dissolution des minéraux carbonatés présents dans les sols et le sous-sol ou encore du mélange avec d'autres eaux d'origines diverses (par exemple des eaux superficielles non soupçonnées, ou encore des eaux hydrothermales, etc.).

Ainsi, plusieurs réservoirs/pôles, dont les échanges de carbone influencent l'activité ^{14}C, sont identifiés :

- l'atmosphère, avant l'isolement du système (carbone du CO_2 atmosphérique),
- le sol, au cours de l'infiltration (dissolution du carbone de la matière organique),
- les carbonates des formations géologiques encaissantes (dissolution du carbone des carbonates),
- les fluides hydrothermaux pouvant se mélanger ponctuellement (incorporation de carbone géogénique).

Les interactions faisant intervenir ces réservoirs/pôles n'influent pas seulement l'activité ^{14}C, ils entraînent aussi une modification de la chimie et de la géochimie des eaux.

Ainsi, la véritable difficulté provient de l'estimation de cette activité initiale A_0 au moment de la fermeture du système, avant d'être influencée par tous ces phénomènes.

Pour estimer cette activité initiale A_0, il existe des modèles correctifs qui tiennent compte, de façon plus ou moins complète, des différents phénomènes affectant les isotopes du carbone lors du parcours des eaux dans l'aquifère [HUNEAU, 2000] ainsi que de la nature lithologique de l'aquifère. Les principaux modèles utilisés sont par exemple Tamers [1967], Ingerson et Pearson [1964], Fontes & Garnier [1979], Olive [1996], etc.

Le choix d'un ou plusieurs modèles correctifs adaptés au cas de figure rencontré, sous-entend d'avoir une connaissance du système calco-carbonique que ce soit en terme de comportement des éléments dissous ou en terme de fractionnements isotopiques pouvant affecter les isotopes du carbone (radioactifs ou non) au cours du transit des eaux en souterrain [IAEA, 2001] ; [IAEA, 2008] ; [HUNEAU, 2000].

Des indices tels que IS, TDS, PCO_2, NO_3^-, ^{13}C, etc. peuvent dans certains cas orienter le choix du modèle correctif.

Annexe 18 – Principe de calcul du recalage perpendiculaire des forages sur un trait de coupe

Cette annexe sert à préciser le principe du report de données de forages sur une coupe comme cela a été effectué pour les quatre piézomètres de suivi présents dans la plaine du Forez. Sur la figure ci-dessous, le segment [AB] représente le trait de coupe dans le repère (X,Y). Les points A et B représentent respectivement le point initial et final du trait de coupe.

Les points C et D sont des forages fictifs dispersés autour du trait de coupe. Ils sont pris au hasard pour illustrer le recalage sur le trait de coupe. Les points C' et D' représentent la projection perpendiculaire de C et D sur le trait de coupe.

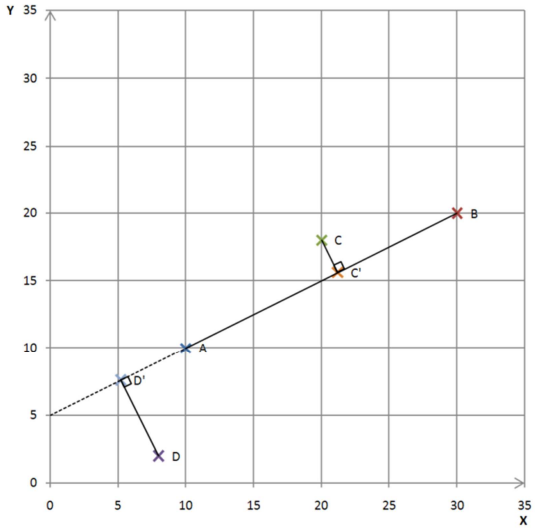


Schéma de principe de recalage des forages sur le trait de coupe. Les points A et B se trouvent sur le trait de coupe et ne nécessitent pas de recalage. Les points C et D correspondent aux forages dispersés par rapport au trait de coupe. Les points C' et D' correspondent à la projection perpendiculaire sur le trait de coupe respectivement des forages C et D.

Pour généraliser l'exemple des points C et D, pour tous points M :

Soit les points A, B, M et M' dans un repère orthonormé (X, Y)

$$A(X_A\ ;\ Y_A)$$

$$B(X_B\ ;\ Y_B)$$

$$M(X_M\ ;\ Y_M)$$

$$M'(X_{M'}\ ;\ Y_{M'})$$

Pour tous points M du repère (X, Y), soit M' la projection de M sur la droite (AB) et soit (MM') perpendiculaire à (AB). Soit a_{AB} le coefficient directeur de la droite (AB) (trait de coupe) et soit $a_{MM'}$ le coefficient directeur de la droite (MM').

Les distances utiles dans le cadre de ce travail sont pour tous points M, la distance $||MM'||$ et la distance $||AM'||$.

Le produit des coefficients directeurs de deux droites perpendiculaires est égale à -1.

Soit $a_{AB} * a_{MM'} = -1$ d'où $a_2 = \frac{-1}{a_{AB}}$

Pour connaître les coordonnées du point d'intersection M' entre les deux droites (AB) et (MM'), il suffit de résoudre le système d'équations à deux inconnues suivant :

$Y_{M'} = a_{AB} * X_{M'} + b_{AB}$ (l'équation de la droite (AB))

$Y_{M'} = a_{MM'} * X_{M'} + b_{MM'}$ (l'équation de la droite (MM'))

$$a_{AB} * X_{M'} + b_{AB} = a_{MM'} * X_{M'} + b_{MM'}$$

D'où

$$X_{M'} = \frac{(b_{MM'} - b_{AB})}{(a_{AB} - a_{MM'})}$$

Donc

$$Y_M' = a_{AB} * \frac{(b_{MM'} - b_{AB})}{(a_{AB} - a_{MM'})} + b_{AB}$$

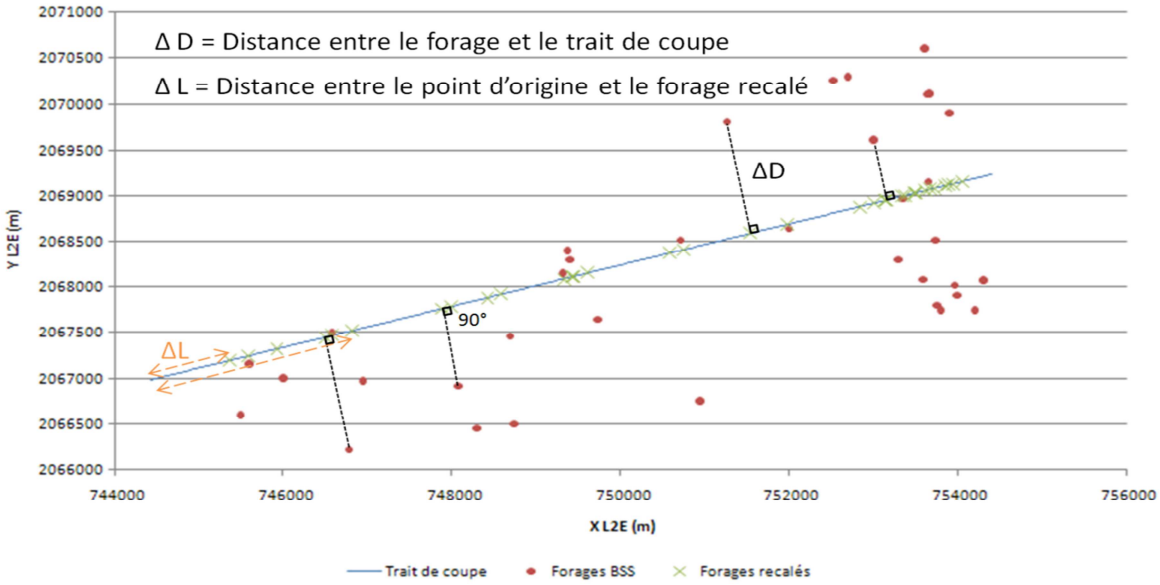
Les coordonnées $X_{M'}$et Y_M permettent de calculer la norme (distance en l'occurrence) des vecteurs $||AM'||$ et $||MM'||$.

$$||AM'|| = \sqrt{(X_{M'} - X_A)^2 + (Y_{M'} - Y_A)^2}$$

$$||MM'|| = \sqrt{(X_{M'} - X_M)^2 + (Y_{M'} - Y_M)^2}$$

La distance $||MM'||$ (ΔD sur la figure ci-dessous) est utile pour juger de la pertinence d'une donnée. Les points trop éloignés (ΔD trop grand) du trait de coupe sont filtrés. La distance $||AM'||$ (ΔL sur la ci-dessous) est utile pour construire l'axe des abscisses de la représentation graphique de la coupe.

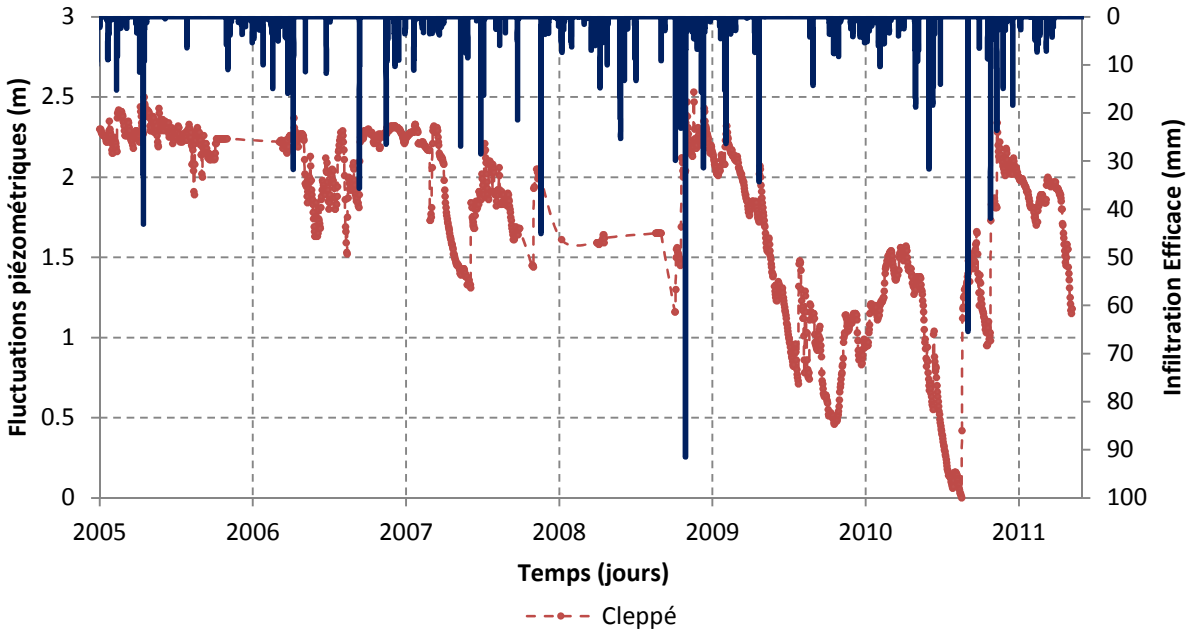
La figure ci-dessous met en application les équations ci-dessus, appliquées aux cas réels de la coupe de Saint-Galmier.



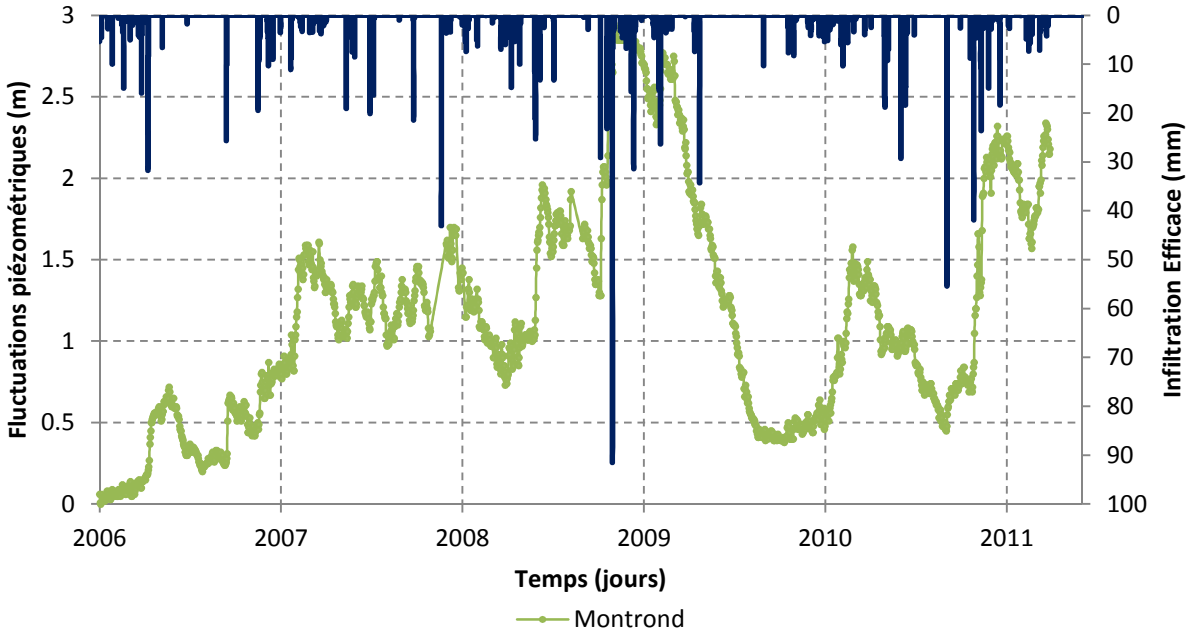
Logs forages recalés sur le trait de coupe (cas réels coupe de Saint-Galmier).

L'interprétation des logs issus de la BSS permet d'associer à chaque point de mesure des cotes. Ces cotes correspondent aux niveaux piézométriques, aux niveaux du substratum. Les cotes (niveaux piézométriques, niveaux du substratum, etc.) sont associées à chaque forage et reportées dans un graphique (Longueur le long du trait de coupe ΔL en fonction de l'altitude Z).

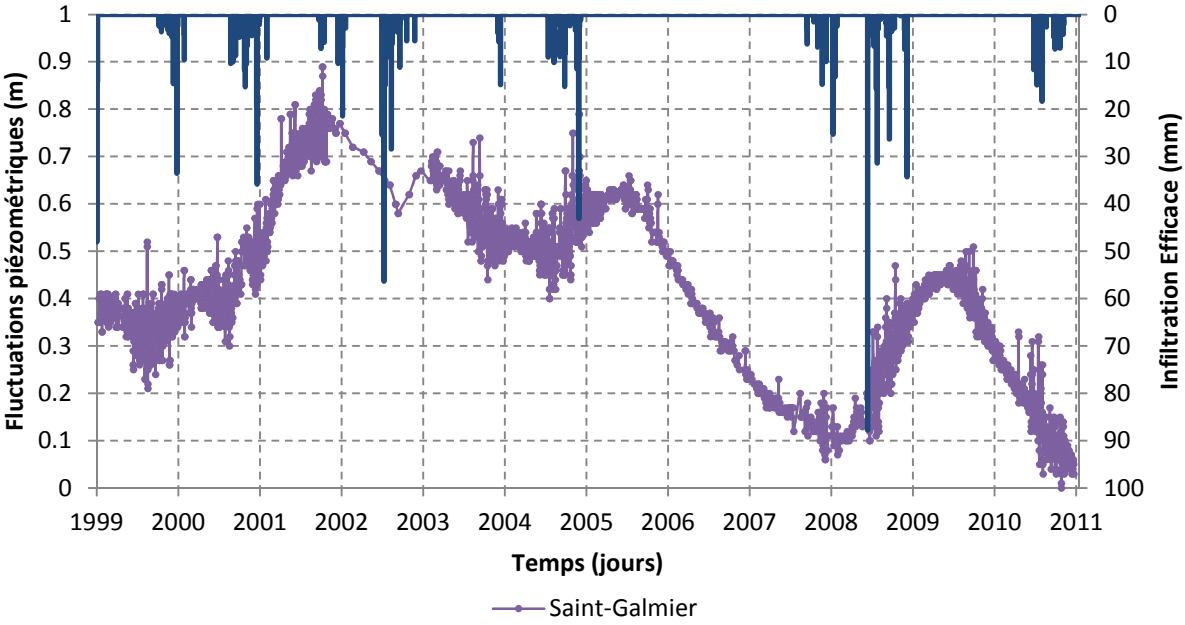
Annexe 19 – Chroniques piézométriques des quatre points de suivi (Cleppé, Montrond, Saint-Galmier et Chalain) confrontées aux chroniques d'infiltration efficace ajustées



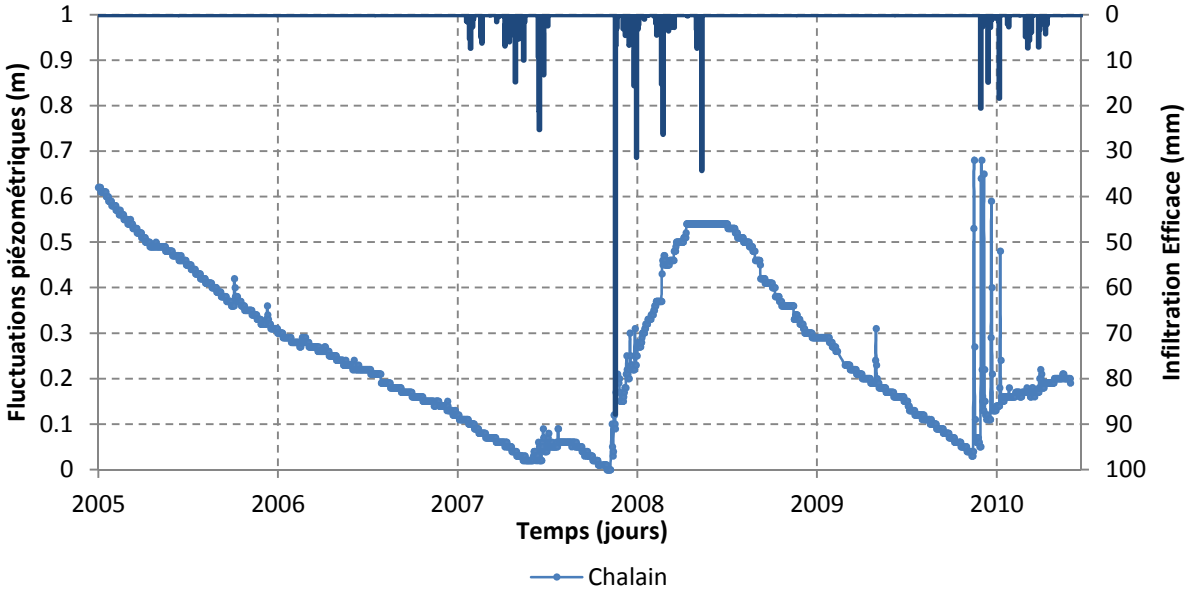
Chronique piézométrique de Cleppé opposée à la chronique d'infiltration efficace correspondant à une RU ajustée d'environ 30 mm.



Chronique piézométrique de Montrond opposée à la chronique d'infiltration efficace correspondant à une RU ajustée d'environ 40 mm.

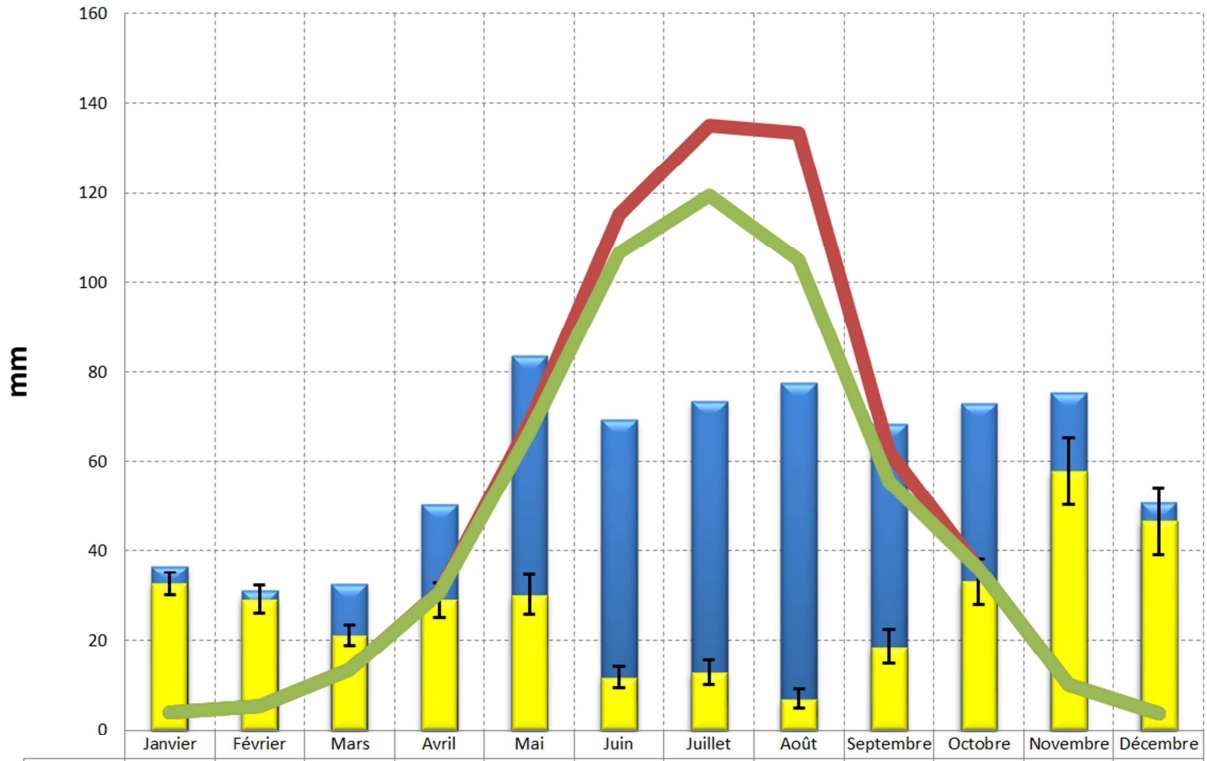


Chronique piézométrique de Saint-Galmier opposée à la chronique d'infiltration efficace correspondant à une RU ajustée d'environ 300 mm.



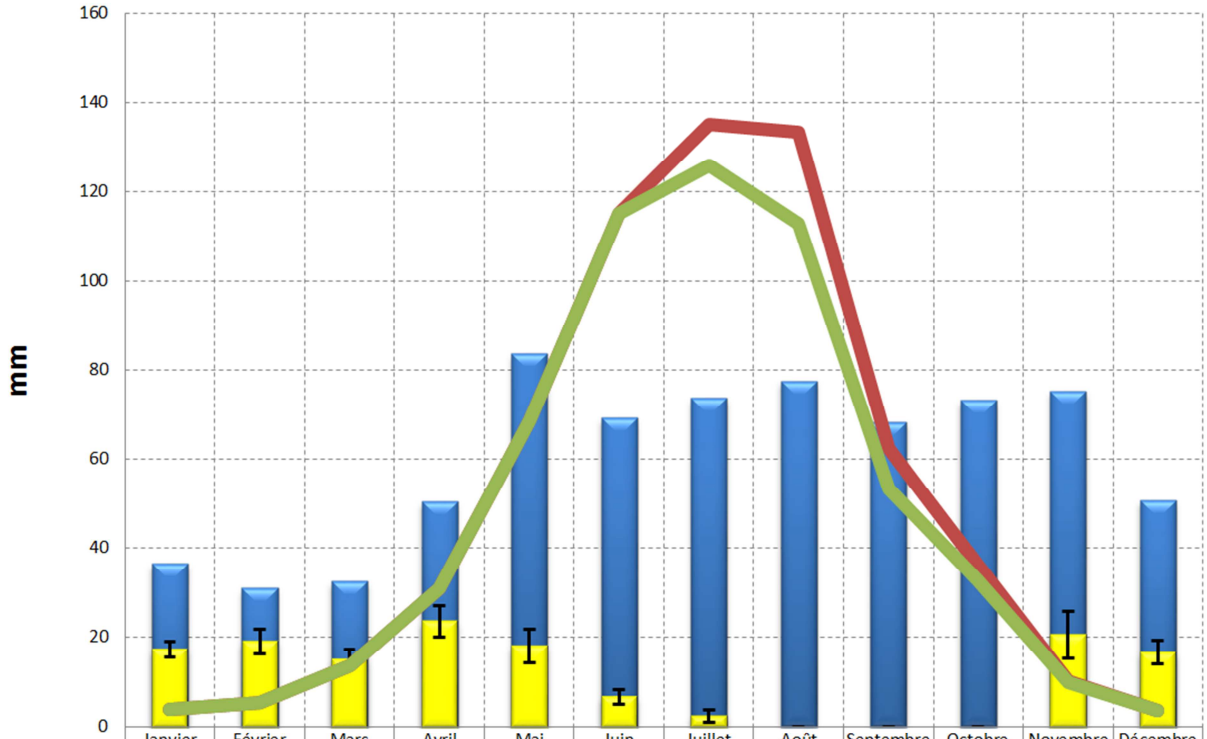
Chronique piézométrique de Chalain opposée à la chronique d'infiltration efficace correspondant à une RU ajustée d'environ 200 mm.

Annexe 20 – Répartition mensuelle (moyennée entre 1995 et 2011) des composantes du bilan hydrique (P, ETP, ETR, I_{eff}) pour Cleppé et Saint-Galmier



	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
P	36.42	30.96	32.48	50.41	83.64	69.19	73.65	77.61	68.35	73.14	75.36	50.69
Ieff	32.61	29.14	21.12	28.99	30.11	11.76	12.91	6.98	18.68	33.09	57.78	46.65
ETP	3.87	5.46	13.51	30.84	68.74	115.05	135.18	133.48	62.26	36.14	10.20	3.73
ETR	3.87	5.46	13.51	30.60	66.60	106.62	119.42	104.86	55.48	35.92	10.20	3.73

Bilan hydrique mensuel moyen (moyenne sur 1995-2011) pour un sol dont la RU est de 30 mm de type Cleppé. Les courbes de couleur rouge et verte correspondent respectivement à l'évapotranspiration potentielle (ETP) moyenne mensuelle et l'évapotranspiration réelle (ETR) moyenne mensuelle. Les histogrammes de couleur bleue et jaune correspondent respectivement à la pluie (P) moyenne mensuelle et l'infiltration efficace (Ieff) moyenne mensuelle. Les barres d'erreur correspondent à l'écart type des valeurs d'infiltration efficace.



	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
P	36.42	30.96	32.48	50.41	83.64	69.19	73.65	77.61	68.35	73.14	75.36	50.69
Ieff	17.29	19.03	15.15	23.49	17.98	6.73	2.46	0.00	0.00	0.00	20.51	16.62
ETP	3.87	5.46	13.51	30.84	68.74	115.05	135.18	133.48	62.26	36.14	10.20	3.73
ETR	3.87	5.46	13.51	30.84	68.74	115.05	125.97	112.83	53.31	32.53	9.81	3.73

Bilan hydrique mensuel moyen (moyenne sur 1995-2011) pour un sol dont la RU est de 300 mm de type Saint-Galmier. Les courbes de couleur rouge et verte correspondent respectivement à l'évapotranspiration potentielle (ETP) moyenne mensuelle et l'évapotranspiration réelle (ETR) moyenne mensuelle. Les histogrammes de couleur bleue et jaune correspondent respectivement à la pluie (P) moyenne mensuelle et l'infiltration efficace (Ieff) moyenne mensuelle. Les barres d'erreur correspondent à l'écart type des valeurs d'infiltration efficace.

Annexe 21 – Tableau récapitulatif des indices hydrogéochimiques et isotopiques d'une sélection d'échantillon d'aquifères superficiels et profonds

		Nom des échantillons	Contexte géologique	NO_3^-	HCO_3^-	CITD	^{18}O	^{13}C	^{14}C	^{2}H	TDS	IS	PCO_2
Aquifères superficiels	Piézomètres de suivi	Chalain-Le-Comtal	AA-RG	3.70	328	481	-8.40	-18.88	103.7	-58.5	813	-0.39	0.045
		Cleppé	AR-RG	0.50	214	402	-9.44	-24.05	105.7	-67.1	390	-1.05	0.054
		Montrond-Les-Bains	AA-RD	49.60	146	194	-8.46	-19.46	97.0	-59.2	491	-0.62	0.015
		St-Galmier	AA-RD	26.10	198	475	-8.84	-8.46	28.1	-55.5	440	-1.46	0.094
	Eau superficielle	Ruisseau de l'Anzieux	Esup-RD	20.20	105	108	-7.9	-9.1		-60.0	291	-0.18	0.001
	Captages AEP	Andrézieux-Bouthéon	AA-RD	21.89	239	297					506	-0.47	0.018
		Balbigny	C/AA-RD	20.70	151	197					332	-0.77	0.015
		Bonson	AR-RG	7.83	41	60					143	-1.99	0.006
		Cleppé	AR-RG	6.16	35	69					107	-2.52	0.011
		Pouilly-Les-Feurs	C/AA-RD	36.00	179	224					398	-0.53	0.015
		Saint-Bonnet-Les-Oules	AA-RD	29.30	76	124					293	-1.51	0.016
		St-Just-St-Rambert	AR-RD	3.70	63	81					142	-1.65	0.006
		St-André-Le-Puy	AA-RD	55.34	152	214					438	-0.85	0.021
		Unias	AR-RG	31.15	186	213					381	-0.4	0.009
Aquifères profonds	Forages profonds Montrond	Mon1 (prof 44 à 46 m)	ST	0.10	416	444		-5.4	5.5		728	0.61	0.0002
		Mon1 (prof 186 m)	ST		1045	1074	-9.8	-5.9	4.5	-72.0	1617	0.61	0.001
		Mon2 (prof 192 m)	ST	0.10	1168	1195	-9.7	-5.6	5.4	-72.0	1775	0.72	0.002
		Mon2 (prof 194 m)	ST		1346	1378		-6.6	4.2		2004	0.29	0.012
		Mon2 (prof 198 m)	ST	0.10	1158	1186	-9.6	-5.5	6.0	-72.0	1780	0.04	0.010
		Mon3 (prof 237 à 279 m)	ST		5941	8713	-9.3	-3.5	2.9	-66.0	8014	0.39	1.253
		Détente (prof 460 à 499 m)	ST		14996	16030	-9.6	0.0	1.1	-65.0	21287	1.43	0.465
	Forages profonds Saint-Galmier	Saint-Galmier (Badoit)	ST	0.10	1300	3846	-8.7	-4.9		-63.8	1833	-0.18	1.205
	Captage AEP	Magneux (prof 70 à 100 m)	ST	0.89	269	283					457.00	-1.16	0.004

NB : Les données sur fond jaune sont issues des analyses dans les alluvions superficielles pour les quatre piézomètres de suivi. Les données sur fond bleu sont extraites de Gal [2005] et Renac et al. [2010] ; les données sur fond rouge sont extraites de l'étiquette bouteille Badoit et les données sur fond vert sont extraites d'ADES (captages AEP dans les alluvions). Les données sur fond orange sont extraites de Gal [2005] et Renac et al. [2010] pour une eau superficielle.

Annexe 22 – Cas d'une origine unique de la recharge : Essai de quantification de l'origine du CITD issu des pôles atmosphérique, matière organique, minéral et hydrothermal

Dans l'hypothèse d'une origine unique de la recharge, les équations illustrant la répartition du CITD entre les différents pôles contribuant au fractionnement ^{13}C et à l'activité ^{14}C sont développées ci-dessous :

$$\delta^{13}C_{échantillon} = x * \delta^{13}C_{min} + y * \delta^{13}C_{atmo} + z * \delta^{13}C_{MO} \quad (1)$$

$$A^{14}C_{échantillon} = x * A^{14}C_{min} + y * A^{14}C_{atmo} + z * A^{14}C_{MO} \quad (2)$$

$$x + y + z = 1 \quad (3)$$

Avec :

x = proportion de carbone d'origine minéral ;

y = proportion de carbone d'origine atmosphérique ;

z = proportion de carbone d'origine matière organique ;

$\delta^{13}C_{échantillon}$= teneur en ^{13}C du CITD de l'échantillon ;

$\delta^{13}C_{min}$= teneur en ^{13}C issue du pôle minéral ;

$\delta^{13}C_{atmo}$= teneur en ^{13}C issue du pôle atmosphérique ;

$\delta^{13}C_{MO}$= teneur en ^{13}C issue du pôle matière organique ;

$A^{14}C_{échantillon}$= activité ^{14}C du CITD de l'échantillon ;

$A^{14}C_{min}$= activité ^{14}C issue du pôle minéral ;

$A^{14}C_{atmo}$= activité ^{14}C issue du pôle atmosphérique ;

$A^{14}C_{MO}$= activité ^{14}C issue du pôle matière organique.

Afin de simplifier les calculs, deux approximations principales, notées A1 et A2, sont avancées et détaillées ci-dessous :

- A1 : Dans le contexte de la plaine du Forez, les teneurs en ^{13}C des pôles atmosphérique (- 7 ‰ v-PDB) et pôle minéral (- 6 ‰ v-PDB) étant très proches, pour simplifier l'équation (1), soit $\delta^{13}C_{min-atmo}$ la moyenne des fractionnements ^{13}C des pôles atmosphérique et minéral ($\delta^{13}C_{min-atmo} \approx$ - 6,5 ‰ v-PDB). Ainsi, il sera possible d'isoler la part de carbone d'origine Matière Organique, la teneur ^{13}C pour ce pôle étant égale à $\delta^{13}C_{MO}$= – 25 ‰ v-PDB.

D'après A1, l'équation (1) devient alors :

$$\delta^{13}C_{échantillon} = (x + y) * \delta^{13}C_{min-atmo} + z * \delta^{13}C_{MO} \qquad (1')$$

Soit $$z(1') = \frac{\delta^{13}C_{échantillon} - \delta^{13}C_{min-atmo}}{\delta^{13}C_{MO} - \delta^{13}C_{min-atmo}}$$

Avec :

z(1') = proportion de carbone d'origine Matière Organique issue de l'équation (1').

- A2 : Par ailleurs, on va considérer que l'activité ^{14}C qui dérive du pôle atmosphérique est suffisamment proche de celle du pôle Matière Organique et évolue de la même manière dans le temps. Soit $A^{14}C_{atmo} \approx A^{14}C_{MO}$, on va alors utiliser une seule activité pour les deux pôles, noté $A^{14}C_{atmo-MO}$, cette activité ^{14}C est l'inconnue du système d'équations. Cette inconnue reflète indirectement l'état de décroissance radioactive, à l'instant t de la mesure, des pôles atmosphérique et matière organique. Autrement dit, l'âge moyen du carbone issu conjointement des pôles atmosphérique et matière organique au moment de la mesure.

D'après A2, l'équation (2) devient alors :

$$A^{14}C_{échantillon} = x * A^{14}C_{min} + (y + z) * A^{14}C_{atmo-MO} \qquad (2')$$

Soit $$x(2') = \frac{A^{14}C_{échantillon} - A^{14}C_{atmo-MO}}{A^{14}C_{min} - A^{14}C_{atmo-MO}}$$

et $$y(1'_2') = 1 - x(2') - z(1')$$

Avec :

x(2') = proportion de carbone d'origine minérale issue de l'équation (2'),

y(1'_2') = proportion de carbone d'origine atmosphérique découlant conjointement de l'équation (1') et (2').

L'activité $A^{14}C_{atmo-MO}$ se situe entre deux bornes extrêmes :

- La borne maximale étant l'activité ^{14}C atmosphérique initiale supposée $(A_0{}^{14}C_{atmo} \approx 106\ PCM)$. Dans ce cas, aucune décroissance radioactive n'a encore eu lieu, la proportion de carbone d'origine minérale est alors maximale,

- La borne minimale étant l'activité ^{14}C de l'échantillon mesurée $(A^{14}C_{échantillon})$. Dans ce cas, tout le carbone du CITD a pour origine initiale le pôle atmosphérique et le pôle matière organique, la proportion de carbone minéral est alors nulle.

Pour les échantillons dont l'origine de la recharge est unique (Cleppé et Chalain) ou potentiellement unique (Montrond), la figure ci-dessous représente pour chaque échantillon mesuré, l'évolution des proportions du CITD de chaque contribution (minéral, atmosphérique et matière organique) pour différentes activités ^{14}C atmosphérique et matière organique $(A_0{}^{14}C_{atmo} < A^{14}C_{atmo-MO} < A^{14}C_{échantillon})$.

Les gammes de variation des proportions du CITD de chaque pôle sont très différentes d'un échantillon à l'autre. Plus l'activité ^{14}C mesurée est faible, plus les gammes de variation sont larges.

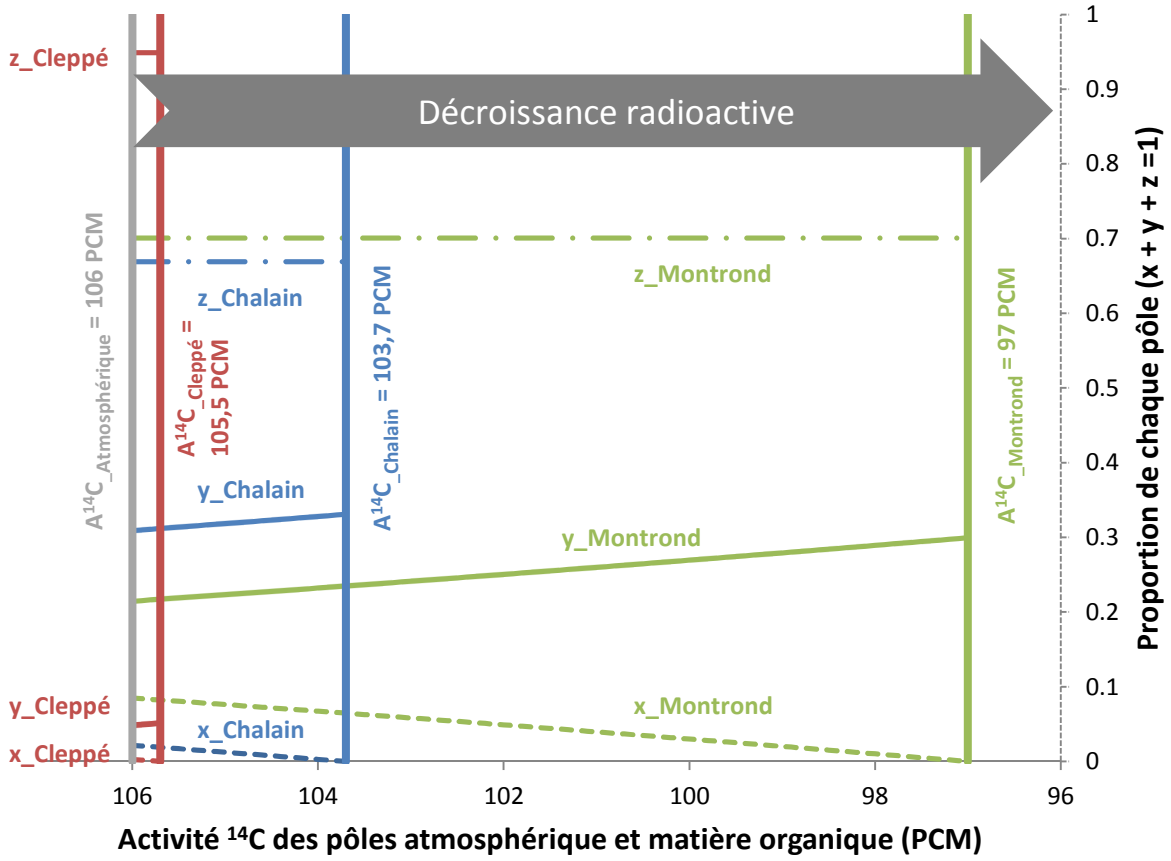
Dans les conditions énoncées ci-dessus, la proportion de carbone d'origine matière organique (noté z(1')) est constante. Lorsque l'activité conjointe des pôles atmosphérique et matière organique $(A^{14}C_{atmo-MO})$ diminue, ceci entraîne une augmentation de la proportion de carbone d'origine atmosphérique (noté y(1'_2')) et diminue la proportion d'origine minérale (noté x(2')).

Pour chaque échantillon, les valeurs maximales et minimales de chaque contribution (x, y et z) au CITD ainsi que l'âge maximum des eaux dont le carbone est issu conjointement de l'atmosphère et de la matière organique, sont présentées ci-après. L'âge est dit « maximum » dans le cas où la part de carbone d'origine minérale est nulle et la part de carbone d'origine atmosphérique est maximale.

- Pour l'échantillon de Cleppé ayant l'activité ^{14}C mesurée la plus forte de 150,7 PCM, la part de carbone (z(1')) issue de la matière organique est constante et environ égale à 95 %, la part du carbone atmosphérique varie entre 4,8 et 5,1 % et la part de carbone minéral varie entre 0 et 0,3 %. La gamme de variation est très faible (0,3 %) ce qui contraint fortement les proportions de chaque pôle. L'âge moyen des eaux, dérivant des contributions en CITD de l'atmosphère et matière organique, varie entre 0 et 23 ans.
- Pour l'échantillon de Chalain ayant une activité ^{14}C mesurée de 103,7 PCM, la part de carbone (z(1')) issue de la matière organique est constante et environ égale à 66,9 %, la part du carbone atmosphérique varie entre 30,9 et 31,1 % et la part de carbone minéral varie entre 0 et 2,2 %. La gamme de variation est faible (2,2 %) ce qui contraint fortement les proportions de chaque pôle. L'âge moyen des eaux, dérivant des contributions en CITD de l'atmosphère et matière organique, varie entre 0 et 180 ans.
- Pour l'échantillon de Montrond ayant une activité ^{14}C mesurée de 97 PCM, la part de carbone (z(1')) issue de la matière organique est constante et environ égale à 70,1 %, la part du carbone atmosphérique varie entre 21,5 et 29,9 % et la part de carbone minéral varie entre 0 et 8,5 %. La gamme de variation est peu importante (8,5 %) mais suffisamment importante pour influencer l'interprétation de l'origine de la recharge. L'âge moyen des eaux, dérivant des contributions en CITD de l'atmosphère et matière organique, varie entre 0 et 730 ans.

Pour les échantillons de Cleppé et Chalain, les gammes de variations des proportions en CITD étant très faibles, la fourchette d'âge calculée pour ces deux échantillons semble indiquer que les ces eaux sont assez récentes.

Pour l'échantillon de Montrond, les gammes de variations des proportions en CITD sont plus importantes, la fourchette d'âge calculée est donc plus importante. Sans plus d'information, il semble plus difficile de privilégier telle ou telle interprétation, d'autant qu'il est probable que la recharge ne soit pas issue d'une origine unique.



Évolution des proportions du CITD correspondant à chaque contribution notées x, y et z (x = minérale, y = atmosphérique et z = matière organique) pour différentes activités ^{14}C dérivant des pôles atmosphérique et matière organique. Les pointillés correspondent à la proportion du pôle minéral, les traits continus correspondent à la proportion du pôle atmosphérique et les alternances de tirets et points correspondent à la proportion du pôle matière organique. Les activités ^{14}C mesurées pour les échantillons de Chalain, Montrond et Cleppé sont figurées par des traits verticaux épais. L'activité initiale ^{14}C issue de l'atmosphère est figurée par un trait vertical épais gris.

En remarque, il est important de signaler que ces équations donnent seulement un pourcentage de répartition de chaque pôle constitutif du CITD mais dans le cas où plusieurs origines de la recharge sont soupçonnées (Montrond), la proportion ne détermine pas le pourcentage de mélange entre des eaux de différentes origines et invalide les calculs illustrés par la figure ci-dessus. Par exemple, pour le cas d'un mélange entre des eaux superficielles et profondes, la part totale du CITD atmosphérique se partage entre une sous-partie d'origine profonde et une autre sous-partie d'origine superficielle, idem pour le CITD minéral et matière organique.

Le mélange ajoutant à nouveau son lot d'inconnues au système d'équations (1), (2) et (3) dont les solutions sont multiples.

C'est d'ailleurs pour cette raison que le calcul n'a pas été réalisé pour l'échantillon de Saint-Galmier dont la recharge de multiples origines est avérée.

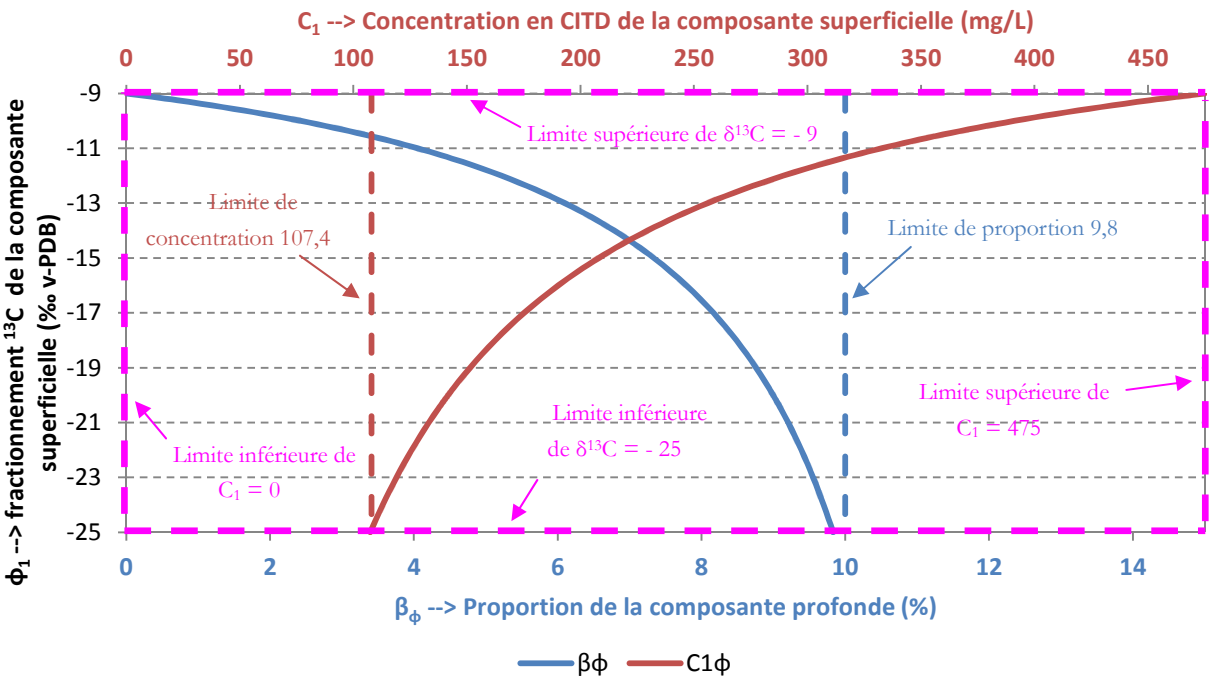
Annexe 23 – Evolution des proportions de mélange (β) et de concentration (C_1) dans des gammes prédéfinies de φ_1 et θ_2

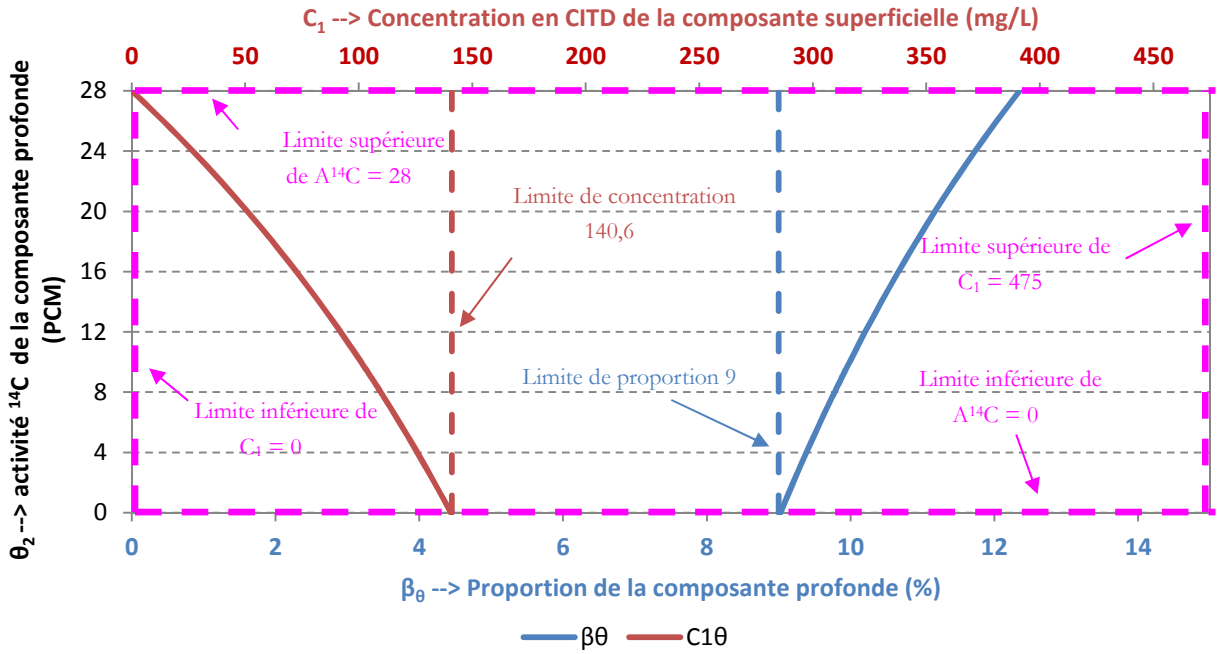
Les expressions graphiques des équations (4), (5), (6) et (7) sont présentées ci-dessous. Ces graphiques représentent l'évolution des proportions de mélange ($\beta = 1 - \alpha$) et de concentration (C_1) dans des gammes prédéfinies de φ_1 et θ_2 (respectivement le fractionnement ^{13}C de la composante superficielle et l'activité ^{14}C de la composante profonde).

Pour l'équation (6), symbolisée sur le graphique supérieur, la proportion de mélange (β) est comprise entre 0 et 9,8 % et la concentration de la composante superficielle (C_1) est comprise entre 107,4 et 475 mg/L.

Pour l'équation (7)v symbolisée sur le graphique inférieur, la proportion de mélange (β) est comprise entre 9 et 12,3 % et la concentration de la composante superficielle (C_1) est comprise entre 0 et 140,6 mg/L.

Ainsi, les valeurs restreintes pour β sont comprises entre 9 et 9,8 % et pour C_1 entre 107,4 et 140,6 mg/L.

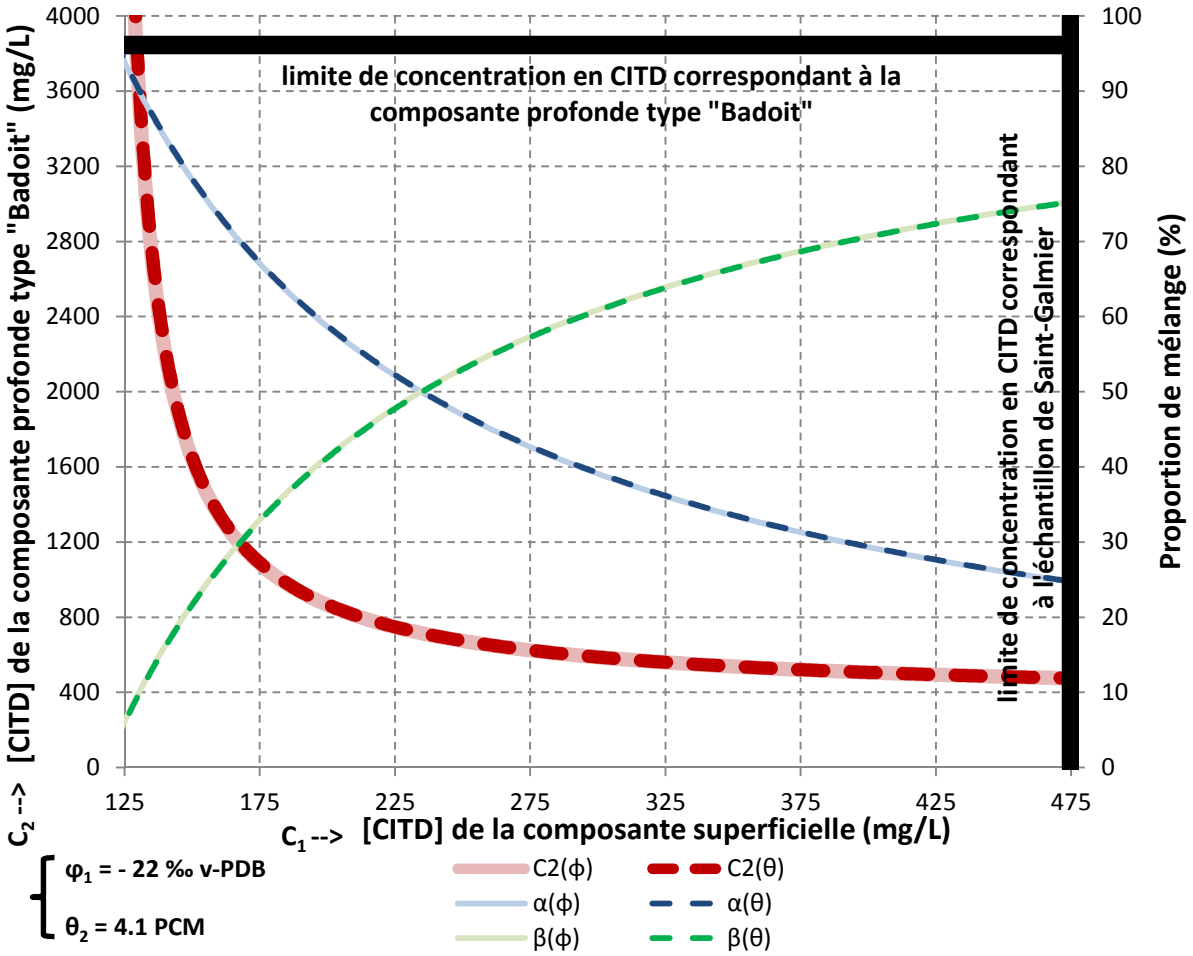




Evolution des proportions de mélange (β) et de concentration (C_1) dans des gammes prédéfinies de φ_1 et θ_2. Le graphique supérieur présente l'évolution de la proportion de mélange (β courbe bleue) et de la concentration de la composante superficielle (C_1 courbe rouge) en fonction de la variation du fractionnement ^{13}C de la composante superficielle (φ_1). Le graphique inférieur présente l'évolution de la proportion de mélange (β courbe bleue) et de la concentration de la composante superficielle (C_1 courbe rouge) en fonction de la variation de l'activité ^{14}C de la composante profonde (θ_2). Les traits pointillés roses représentent des limites contraignant la variation de β et C_1.

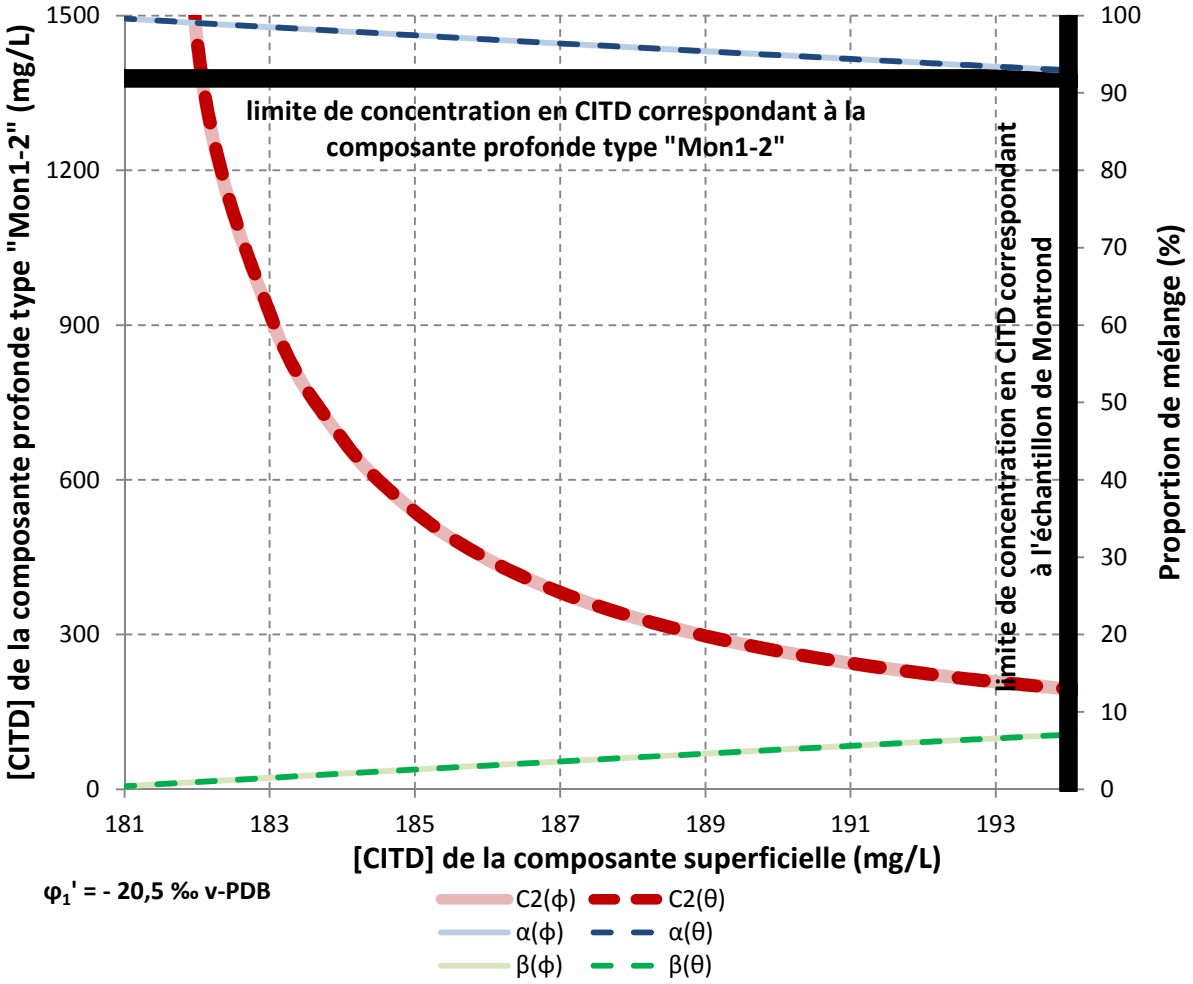
Annexe 24 – Influence de la variation de concentration de la composante profonde C_2 sur les proportions de mélange pour les échantillons de Saint-Galmier et Montrond

- Echantillon de Saint-Galmier pour la composante profonde de type « Badoit » :



Influence de la variation de concentration de la composante profonde C_2 sur la proportion de mélange pour l'échantillon de Saint-Galmier. La composante profonde est de type « Badoit ». Les traits épais (continus et pointillés) de couleur rouge se lisent sur l'axe vertical de gauche et correspondent à l'évolution comparée des concentrations en CITD de la composante profonde (C_2 en ordonnées) en fonction de la composante superficielle (C_1 en abscisses) satisfaisant la relation $C_2(\varphi) = C_2(\theta)$ pour un couple de valeurs φ_1 / θ_2. Les traits fins (continus et pointillés) de couleur bleue et verte se lisent sur l'axe vertical de droite et correspondent aux proportions de chaque composante. Ce graphique présente l'exemple du couple de valeurs φ_1 = -22 et θ_2 = 4,1. Les traits épais de couleur noir correspondent aux valeurs limites de concentration en CITD au-delà desquels les proportions ne sont pas définies.

- Echantillon de Montrond pour la composante profonde de type « Mon1-2 » :



Influence de la variation de concentration de la composante profonde C_2 sur la proportion de mélange pour l'échantillon de Montrond. La composante profonde est de type « Mon1-2 ». Les traits épais (continus et pointillés) de couleur rouge se lisent sur l'axe vertical principal et correspondent à l'évolution comparée des concentrations en CITD de la composante profonde (C_2 en ordonnées) en fonction de la composante superficielle (C_1 en abscisses) satisfaisant la relation $C_2(\varphi) = C_2(\theta)$ pour un couple de valeurs φ_1'/θ_2. Les traits fins (continus et pointillés) de couleur bleue et verte se lisent sur l'axe vertical secondaire et correspondent aux proportions de chaque composante. Ce graphique présente l'exemple du couple de valeurs $\phi_1' = -20,5$ et $\theta_2 = 5$. Les traits épais de couleur noir correspondent aux valeurs limites de concentration en CITD au-delà desquels les proportions ne sont pas définies.

Annexe 25 – Analyse de sensibilité du calcul de la proportion de la composante profonde pour l'échantillon de Saint-Galmier et Montrond

L'analyse de sensibilité est basée sur une variation des différentes grandeurs mesurées ou estimées (φ_1, φ_2, θ_1, θ_2 et C_2) dans des gammes prédéfinies tout en quantifiant l'influence sur la proportion de mélange. Les variations de ces grandeurs (φ_1, φ_2, θ_1, θ_2 et C_2) sont évaluées couple par couple (θ_1/φ_2 et φ_1/θ_2).

- Echantillon de Saint-Galmier :

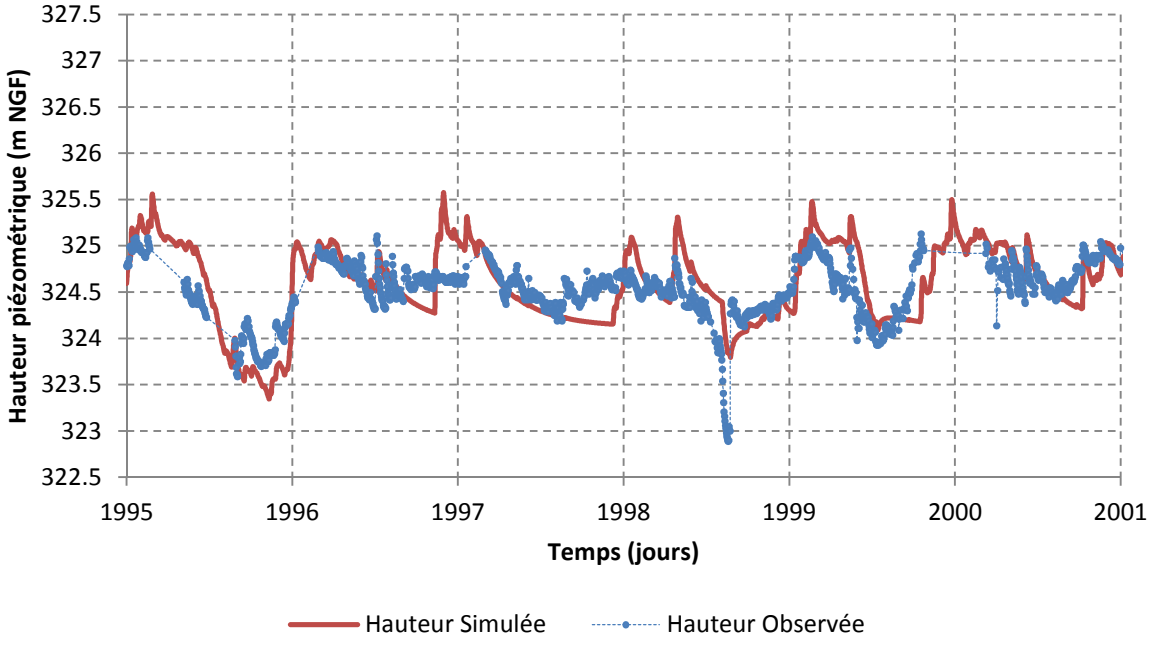
Symboles	Référence	C_2 +50%	C_2 -50%	ϕ_2 +2	ϕ_2 -2	θ_1 -2	θ_1 +2	ϕ_1 +2	ϕ_1 -2	θ_2 -2	θ_2 +2	Grandeurs	Unités
ϕ_1	-22.0	-22.0	-22.0	-22.0	-22.0	-22.0	-22.0	-20.0	-24.0	-21.0	-23.2	$\delta^{13}C$ de la composante superficielle	v-PDB
θ_2	4.1	4.1	4.1	4.1	4.1	4.1	4.1	0	7.22	2.1	6.1	$A^{14}C$ de la composante profonde	PCM
ϕ_2	-4.9	-4.9	-4.9	-4.4	-5.4	-4.8	-5.0	-4.9	-4.9	-4.9	-4.9	$\delta^{13}C$ de la composante profonde	v-PDB
θ_1	104.0	104.0	104.0	95.5	114.3	102.0	106.0	104.0	104.0	104.0	104.0	$A^{14}C$ de la composante superficielle	PCM
C_2	3846	5769	1923	3846	3846	3846	3846	3846	3846	3846	3846	Concentration en CITD de la composante profonde	mg/L
$C_{1\phi} = C_{1\theta}$	125.7	121.5	140.2	136.6	114.0	127.9	123.0	140.6	112.9	133.2	117.7	Concentration en CITD de la composante superficielle	mg/L
$\beta_\phi = \beta_\theta$	9.4	6.3	18.8	9.1	9.7	9.3	9.5	9.0	9.7	9.2	9.6	Proportion de mélange de la composante profonde	%

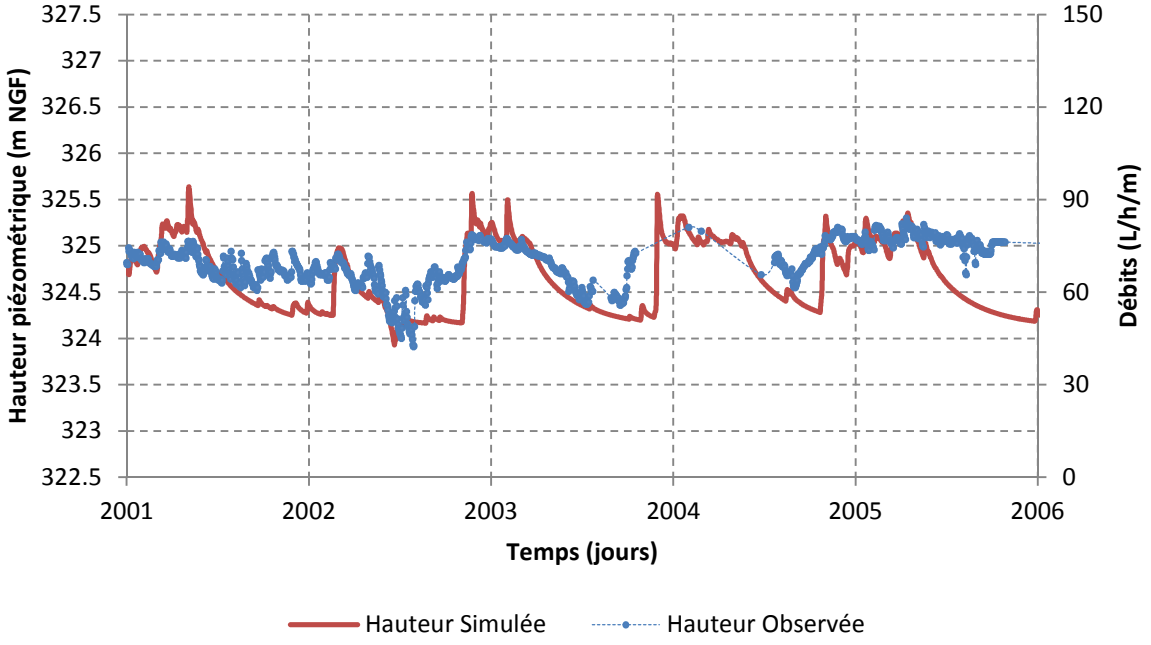
- Echantillon de Montrond :

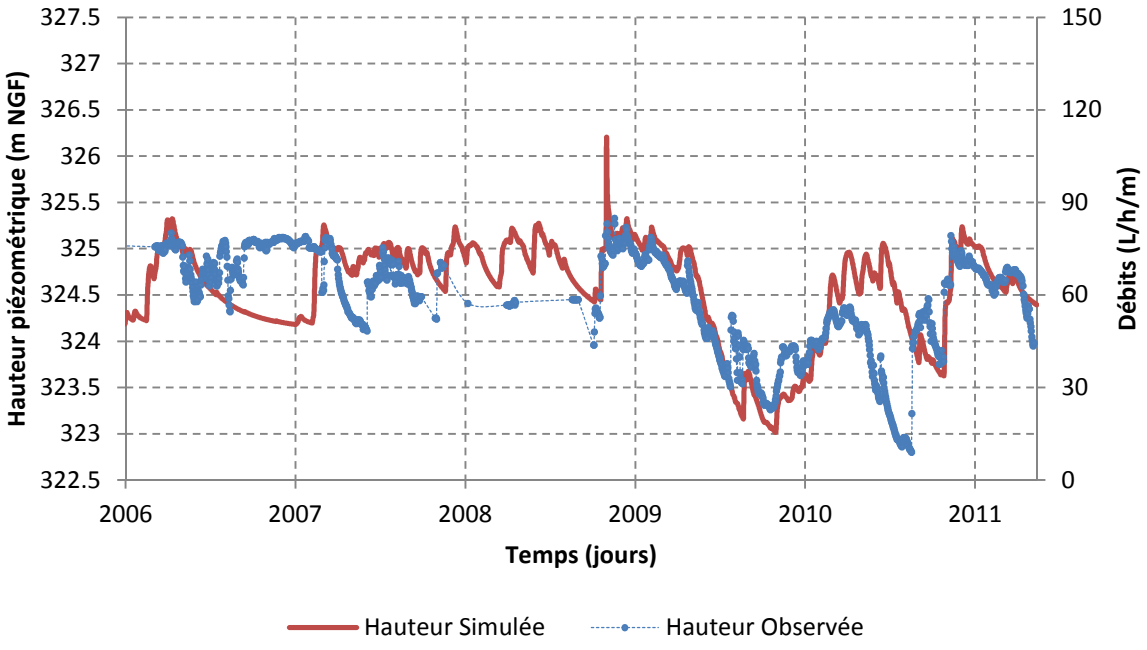
Symboles	Référence	C_2 +50%	C_2 -50%	ϕ_2 +1	ϕ_2 -1	θ_1 -2	θ_1 +2	ϕ_1 +2	ϕ_1 -2	θ_2 -1.5	θ_2 +1.5	Grandeurs	Unités
ϕ_1	-20.5	-20.5	-20.5	-20.5	-20.5	-20.5	-20.5	-18.5	-22.5	-20.5	-20.5	$\delta^{13}C$ de la composante superficielle	v-PDB
θ_2	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	X	X	3.5	6.5	$A^{14}C$ de la composante profonde	PCM
ϕ_2	-6.0	-6.0	-6.0	-5.0	-7.0	-0.7	-9.0	-6.0	-6.0	-6.0	-6.0	$\delta^{13}C$ de la composante profonde	v-PDB
θ_1	104.0	104.0	104.0	103.5	104.5	102.0	106.0	104.0	104.0	104.0	104.0	$A^{14}C$ de la composante superficielle	PCM
C_2	1378	2067	689	1378	1378	1378	1378	1378	1378	1378	1378	Concentration en CITD de la composante profonde	mg/L
$C_{1\phi} = C_{1\theta}$	182.1	181.5	183.9	182.9	181.2	185.3	179.0	X	X	182.1	182.1	Concentration en CITD de la composante superficielle	mg/L
$\beta_\phi = \beta_\theta$	1.0	0.7	2.0	0.9	1.1	0.7	1.3	X	X	1.0	1.0	Proportion de mélange de la composante profonde	%

NB : Les résultats en bleu représentent le paramétrage de référence retenu dans le cadre de ce travail. Les résultats en rouge représentent la variation d'un paramètre donné dans des gammes réalistes. Les résultats en orange correspondent à l'ajustement du couple de paramètres pour satisfaire les relations $C_{1\varphi} = C_{1\theta}$ et $\beta_\varphi = \beta_\theta$. Les résultats sur fond rouge représentent des valeurs ajustées irréalistes aux vues des connaissances du terrain d'étude.

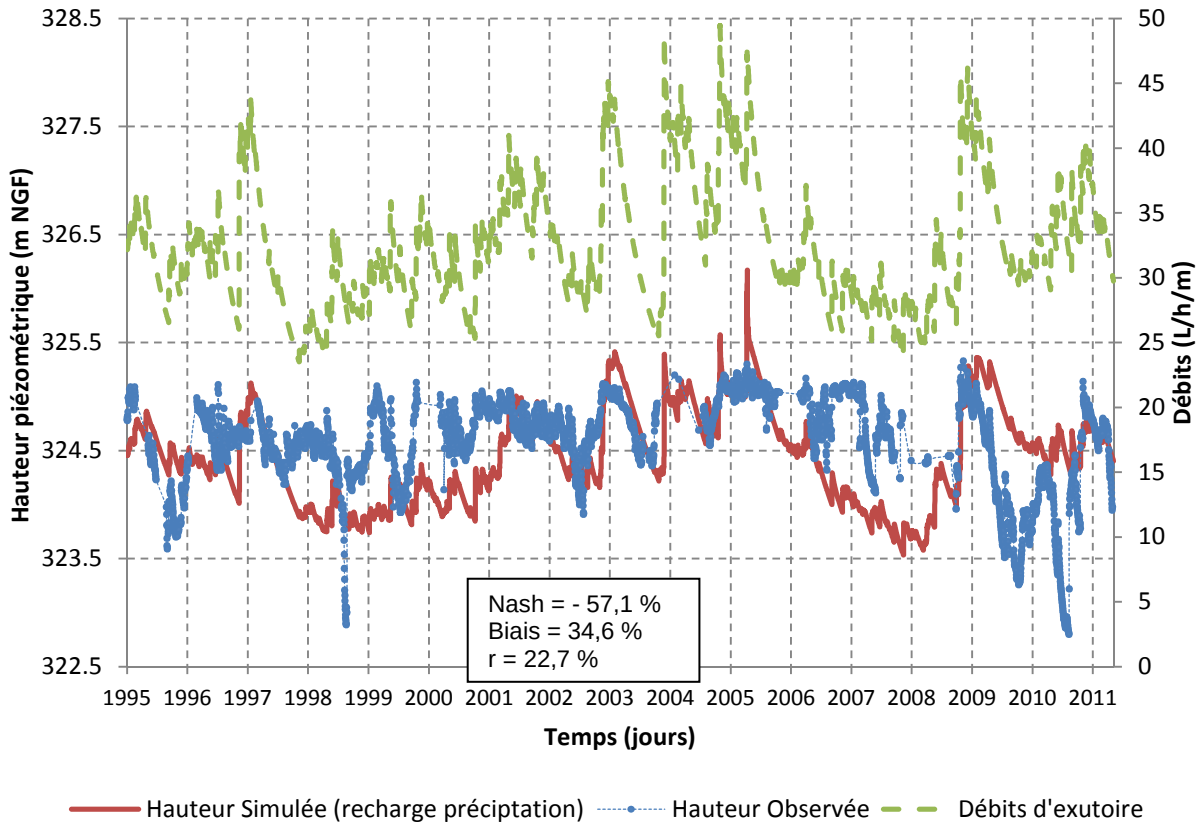
Annexe 26 – Détail des résultats hauteurs du modèle de Cleppé






327.5
327
326.5
326
325.5
325
324.5
324
323.5
323
322.5
Hauteur piézométrique (m NGF)
150
120
90
60
30
0
Débits (L/h/m)
2006
2007
2008
2009
2010
2011
Temps (jours)
Hauteur Simulée
Hauteur Observée

Annexe 27 – Résultats de la simulation de Cleppé pour l'hypothèse d'une recharge unique par les précipitations



Comparaison des hauteurs piézométriques observées vis-à-vis des hauteurs simulées pour le modèle « 2D coupe » de Cleppé. L'hypothèse de fonctionnement testée concerne une recharge unique par les précipitations. La courbe en pointillés de couleur bleue correspond aux hauteurs piézométriques observées, les points représentent l'échantillonnage. La courbe rouge correspond aux hauteurs piézométriques simulées et calibrées. La courbe tiretée de couleur verte représente les variations des débits linéaires simulés au niveau de l'exutoire. Les courbes représentant les hauteurs piézométriques se lisent sur l'axe vertical de gauche, la courbe représentant l'évolution des débits se lit sur l'axe vertical de droite. Des critères statistiques « globaux » sont fournis pour juger de la qualité générale de la simulation.

La perméabilité ajustée afin de respecter les hauteurs mouillées observées est de $1{,}6.10^{-4}$ m/s, le coefficient d'emmagasinement est de 0,15.

Annexe 28 – Synthèse de l'analyse de sensibilité des paramètres pour les quatre modèles hydrodynamiques.

L'analyse de sensibilité d'un paramètre permet d'évaluer son influence vis-à-vis de la ou les variable(s) simulée(s). Dans le cadre de ce travail, suivant les modèles considérés, les paramètres évalués sont la perméabilité (K), le coefficient d'emmagasinement (S), la pente du substratum (α), la distance entre la zone d'infiltration et le piézomètre (D) et la perméabilité de colmatage (K_c). Les variables d'intérêts étudiées sont complémentaires et concernent d'une part, l'influence sur les fluctuations piézométriques et d'autre part, l'influence sur les variations des hauteurs piézométriques (ou épaisseurs mouillées). Les différentes gammes de paramètres sont testées indépendamment les unes des autres afin d'en isoler l'influence.

Le Tableau ci-dessous expose les gammes de paramétrage simulées pour cette analyse de sensibilité. Les gammes de paramétrage ont été choisies de manière à représenter des situations réalistes et expriment les incertitudes possibles sur chaque paramètre.

Paramétrage utilisé pour le test de sensibilité. Les valeurs sur fond de couleur orange ont été obtenues après calibration.

	Chalain			Montrond			Saint-Galmier			Cleppé		
K (m/s)	4E-4	8E-4	1,6E-3	5E-4	1E-3	2E-3	3E-4	6E-4	1,2E-3	3E-4	6E-4	1,2E-3
S (-)	0,05	0,15	0,25	0,05	0,1	0,15	0,05	0,15	0,25	0,05	0,15	0,25
α (%)	0	0,04	0,08	0,5	0,6	0,7	0,03	0,06	0,09	0,17	0,33	0,5
D (m)	100	200	300				200	400	600			
K_c (m/s)										6,3E-6	1,3E-5	2,5E-5

D'une manière générale, il ressort de cette analyse que :

- Pour la perméabilité (K) :
    - Influence sur les fluctuations piézométriques :

Plus la perméabilité est forte, plus l'amplitude est faible.

    - Influence sur les variations de hauteurs mouillées :

Plus la perméabilité est forte, plus les hauteurs mouillées sont faibles.

- Pour le coefficient d'emmagasinement (S) :
    - Influence sur les fluctuations piézométriques :

Plus le coefficient d'emmagasinement est faible, plus l'amplitude des fluctuations est forte.

    - Influence sur les variations de hauteurs mouillées :

Plus le coefficient d'emmagasinement est faible, plus les variations (basses ou hautes) sont importantes.

- Pour la distance entre la zone d'infiltration et le piézomètre (D) :
    - Influence sur les fluctuations piézométriques :

Plus la distance est forte, plus l'inertie est forte et plus l'amplitude est faible.

    - Influence sur les variations de hauteurs mouillées :

Plus la distance est forte, plus l'inertie est forte et plus les variations des hauteurs sont faibles.

- Pour la pente du substratum (α) :
    - Influence sur les fluctuations piézométriques :

Plus la pente est forte, plus l'amplitude est forte (mois marqué pour Chalain et Saint-Galmier).

    - Influence sur les variations de hauteurs mouillées :

Plus la pente est forte, plus les hauteurs mouillées sont faibles.

- Pour la perméabilité de la couche colmatante (K_c) :
- Influence sur les fluctuations piézométriques :

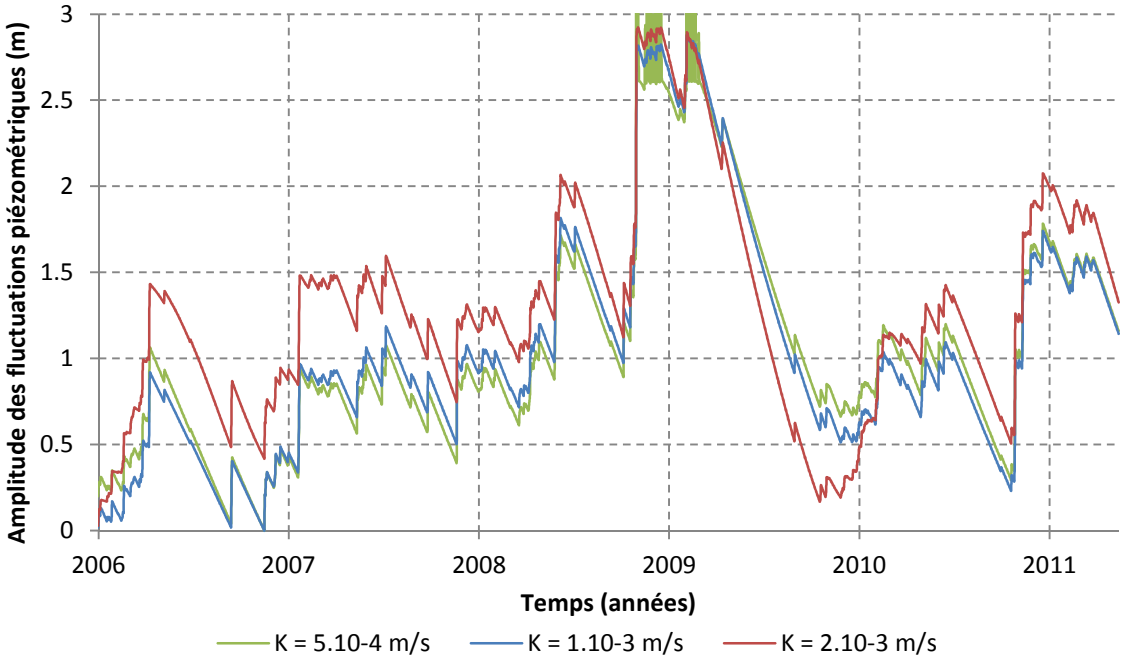
Plus la perméabilité de la couche colmatante est forte, plus l'amplitude des fluctuations est forte.

Influence sur les variations de hauteurs mouillées :

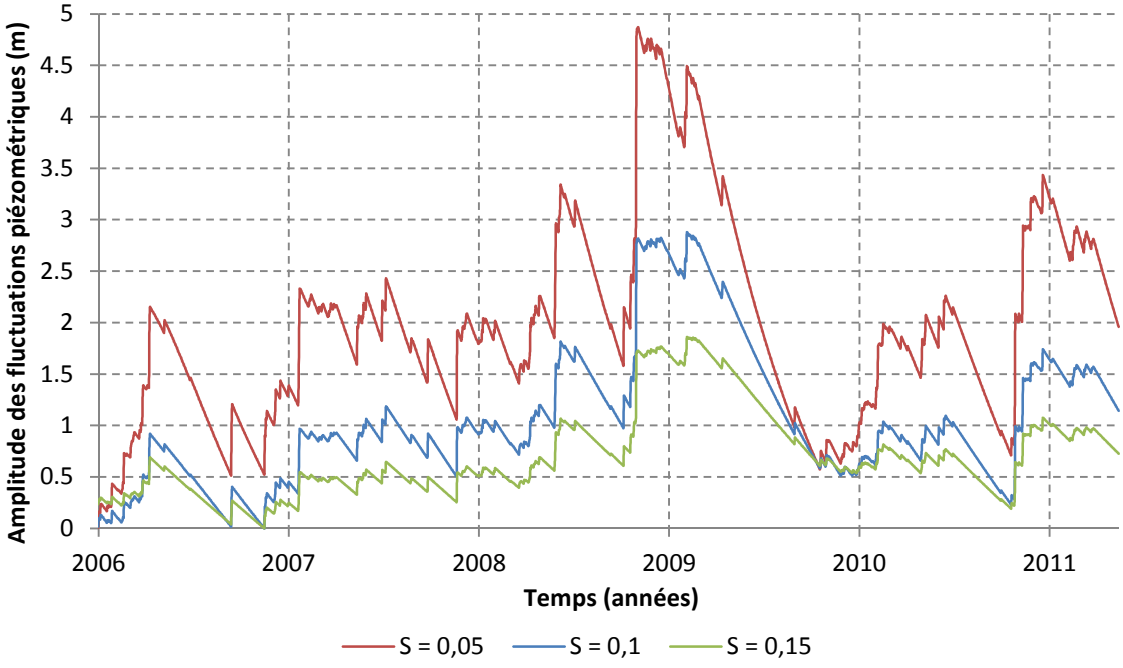
Plus la perméabilité de la couche colmatante est forte, plus les variations de hauteurs mouillées sont importantes (particulièrement pour les décroissances).

Les courbes de couleur bleue représentent la traduction piézométrique du paramétrage calibré dans le cadre de ce travail, les couleurs rouges et vertes correspondent la traduction piézométrique des gammes réalistes de variation des différents paramètres.

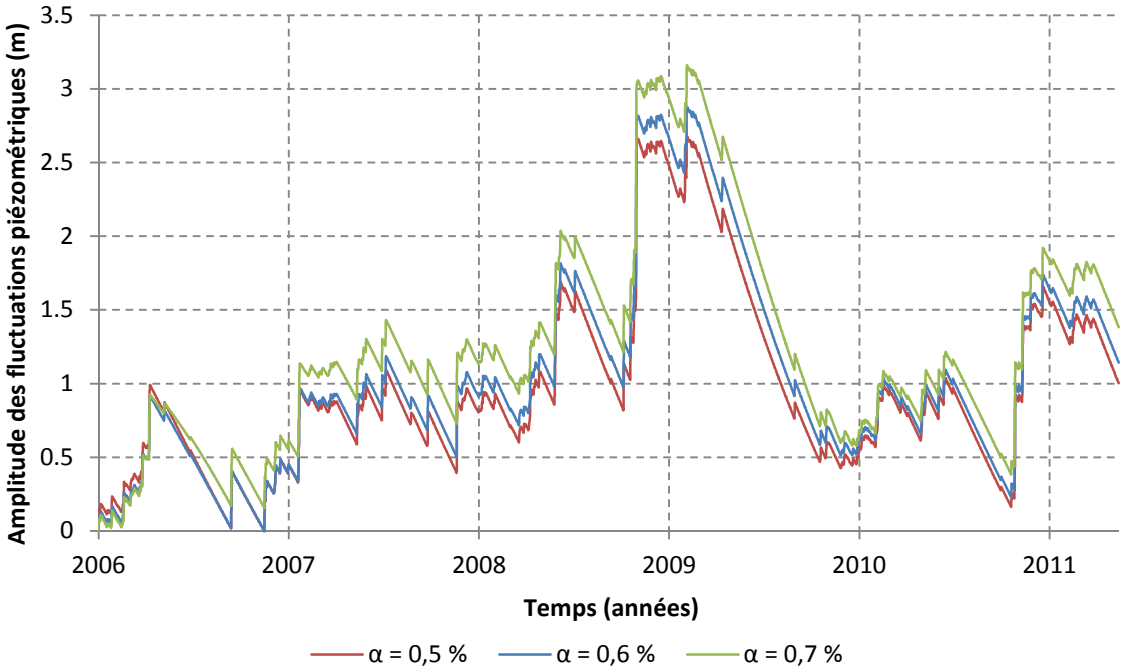
- Montrond :
  - Influence sur les fluctuations piézométriques :
    - Perméabilité (K) :



    - Coefficient d'emmagasinement (S) :

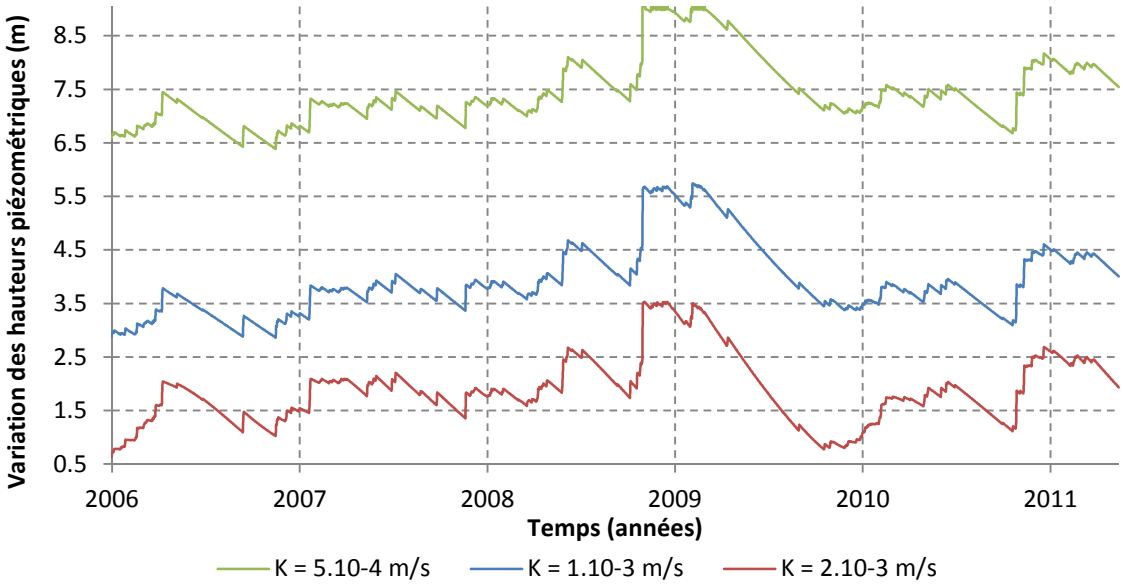


- Pente du substratum (α) :

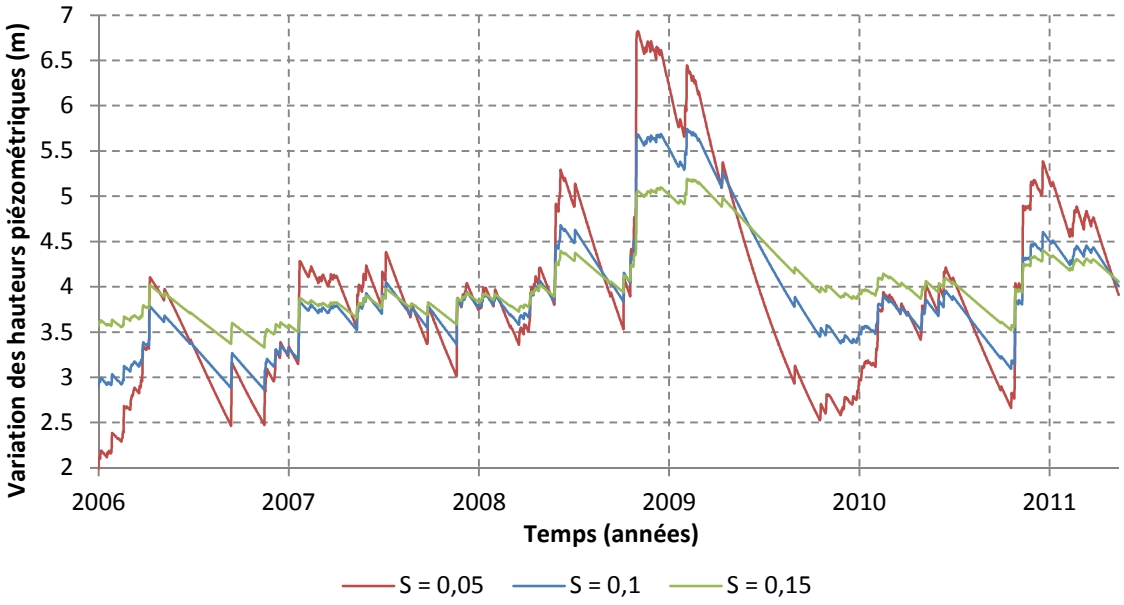


o Influence sur les variations de hauteurs piézométriques :

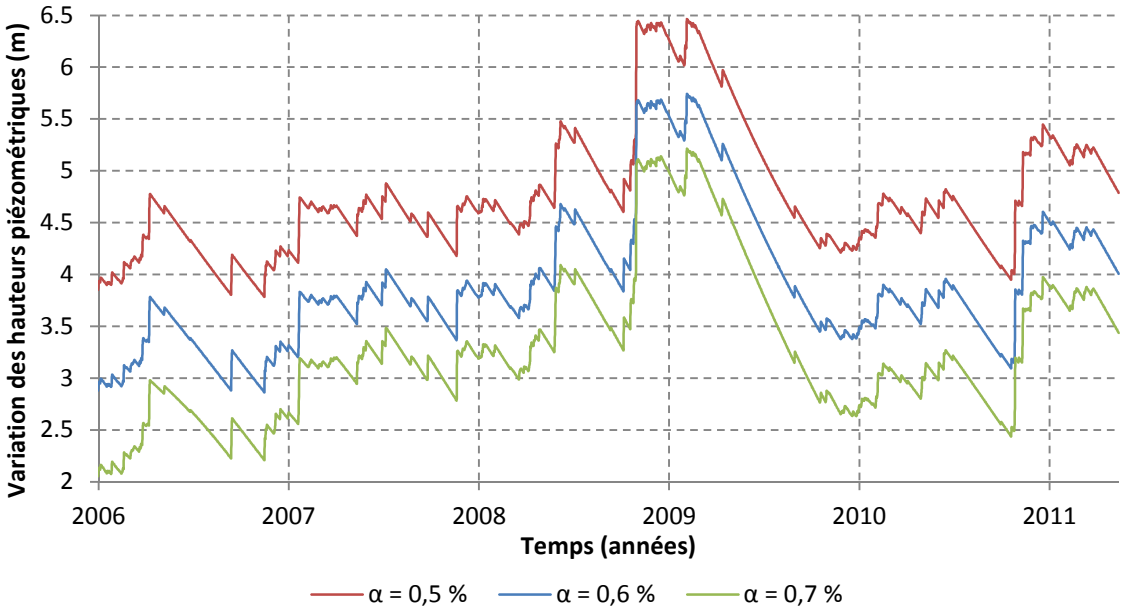
- Perméabilité (K) :



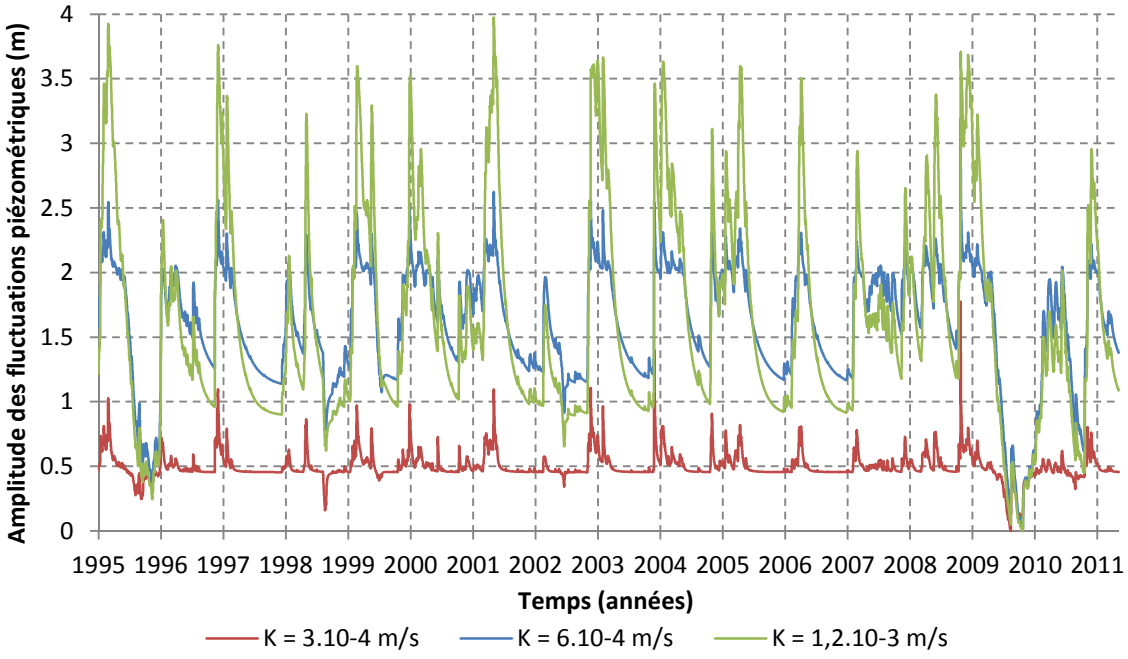
- Coefficient d'emmagasinement (S) :



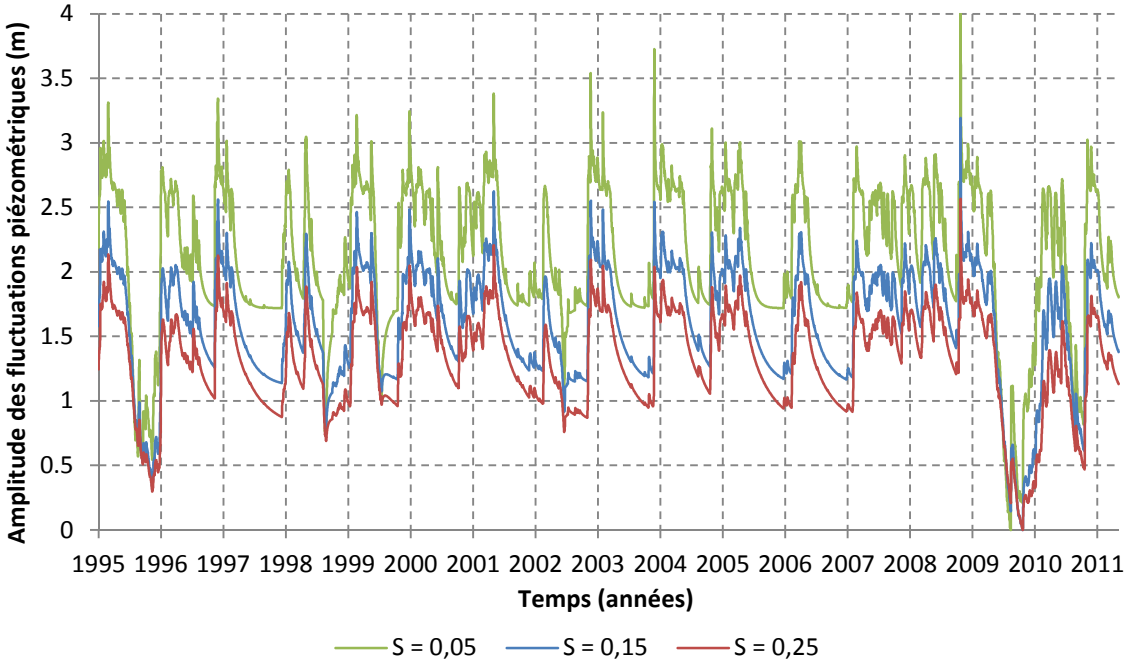
- Pente du substratum (α) :



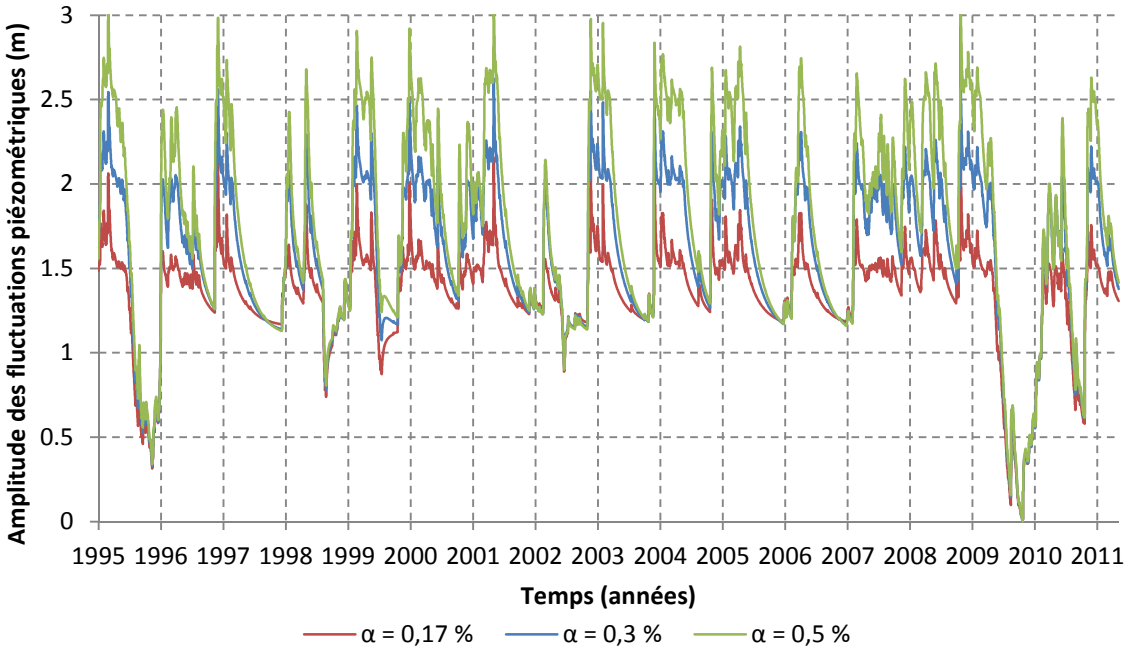
- Cleppé :
  - Influence sur les fluctuations piézométriques :
    - Perméabilité (K) :



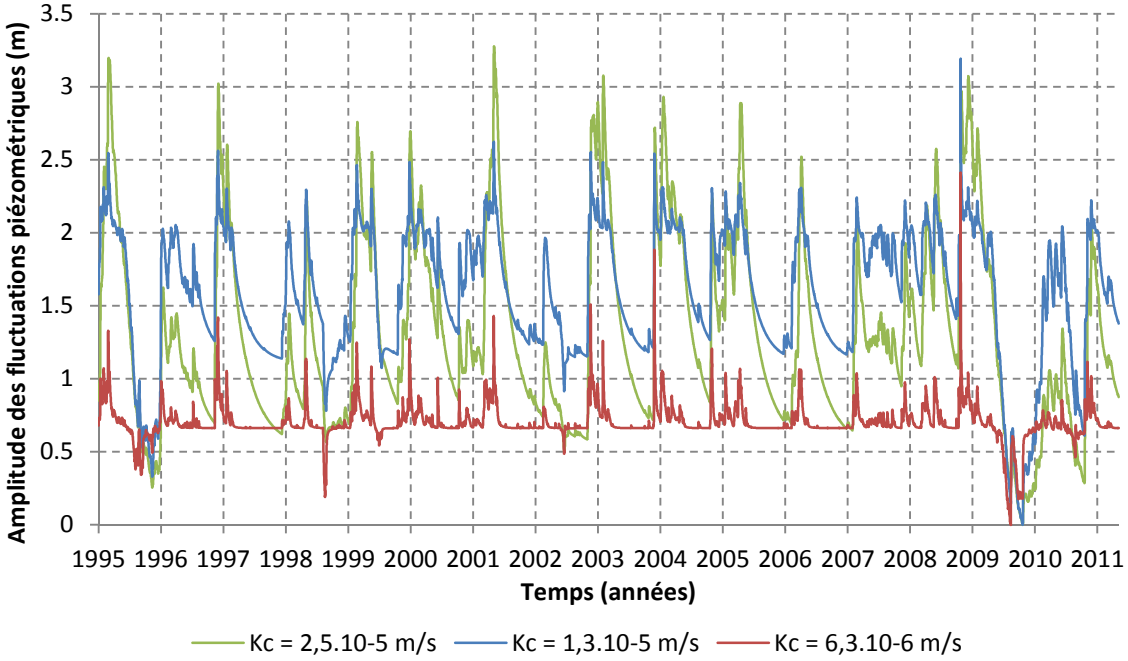
    - Coefficient d'emmagasinement (S) :



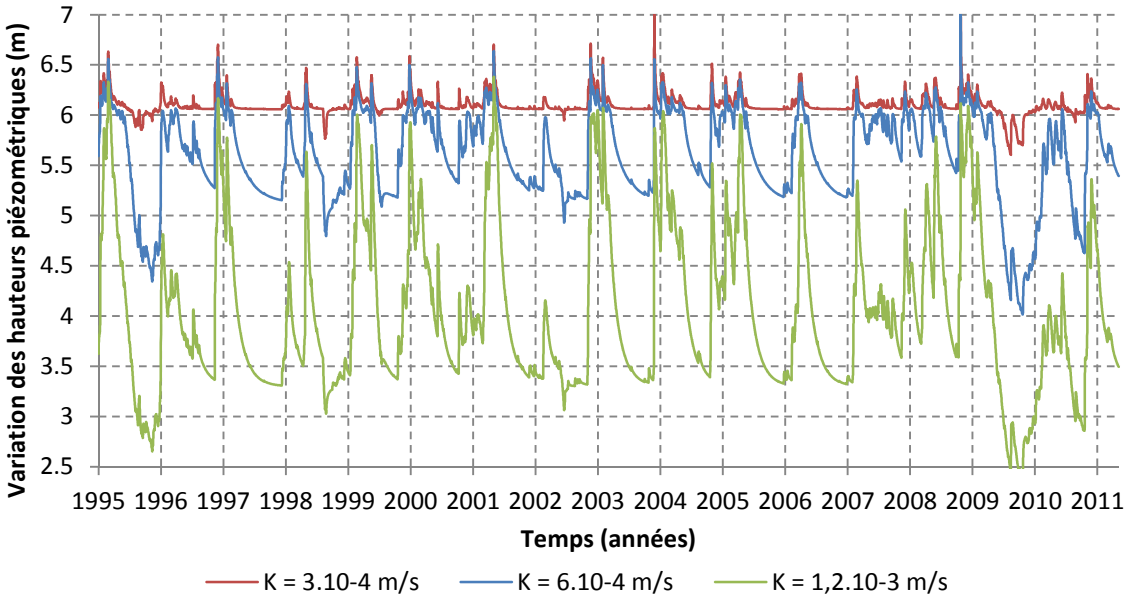
- Pente du substratum (α) :



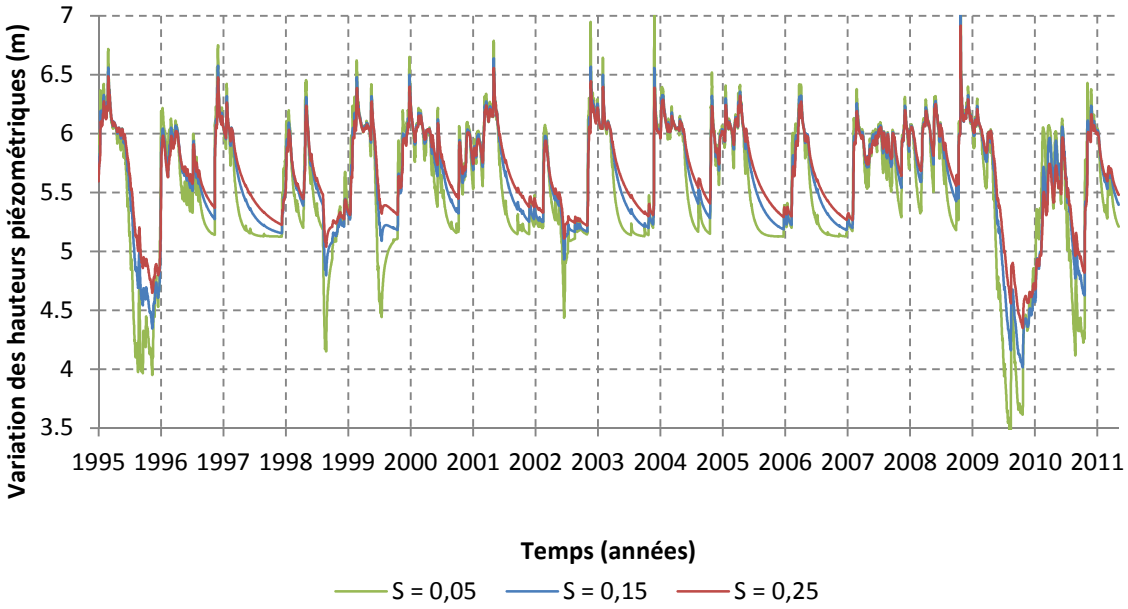
- Coefficient de colmatage du Béal (C) :



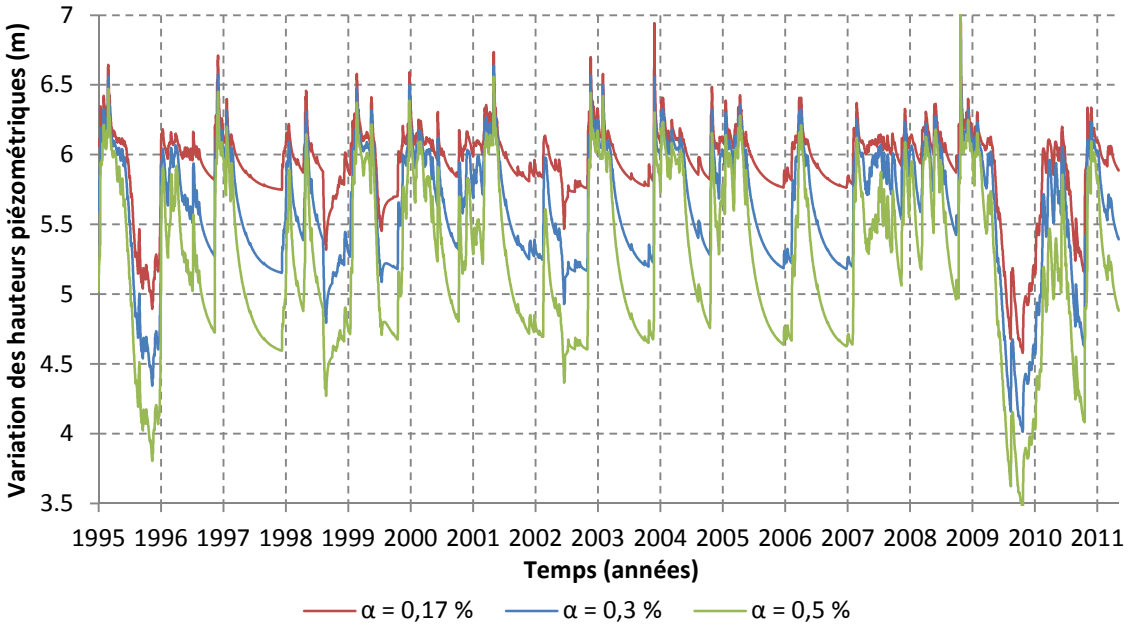
- Influence sur les variations de hauteurs piézométriques :
  - Perméabilité (K) :



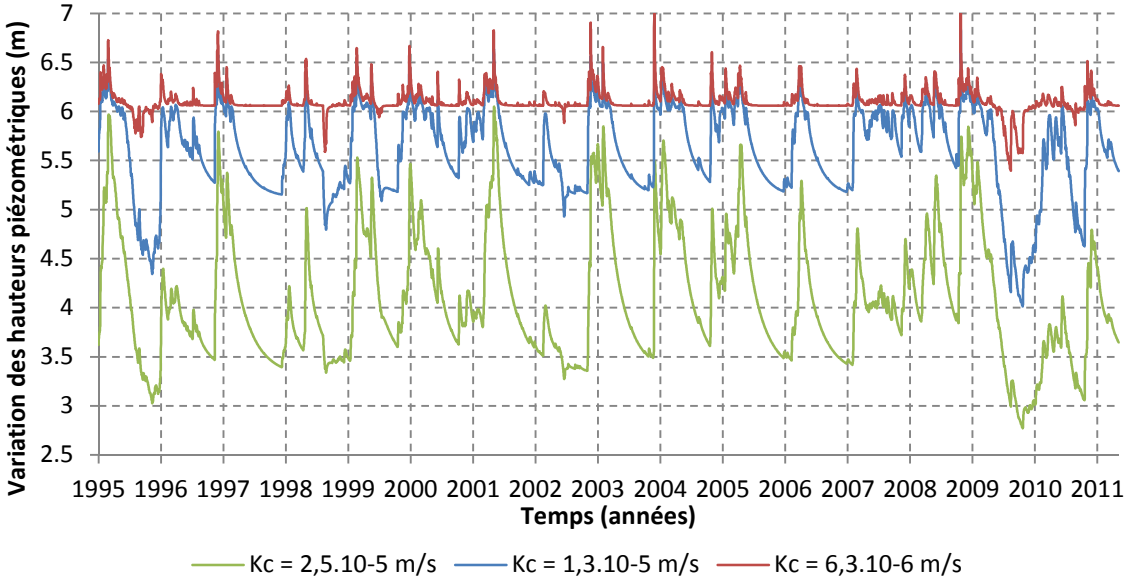
  - Coefficient d'emmagasinement (S) :



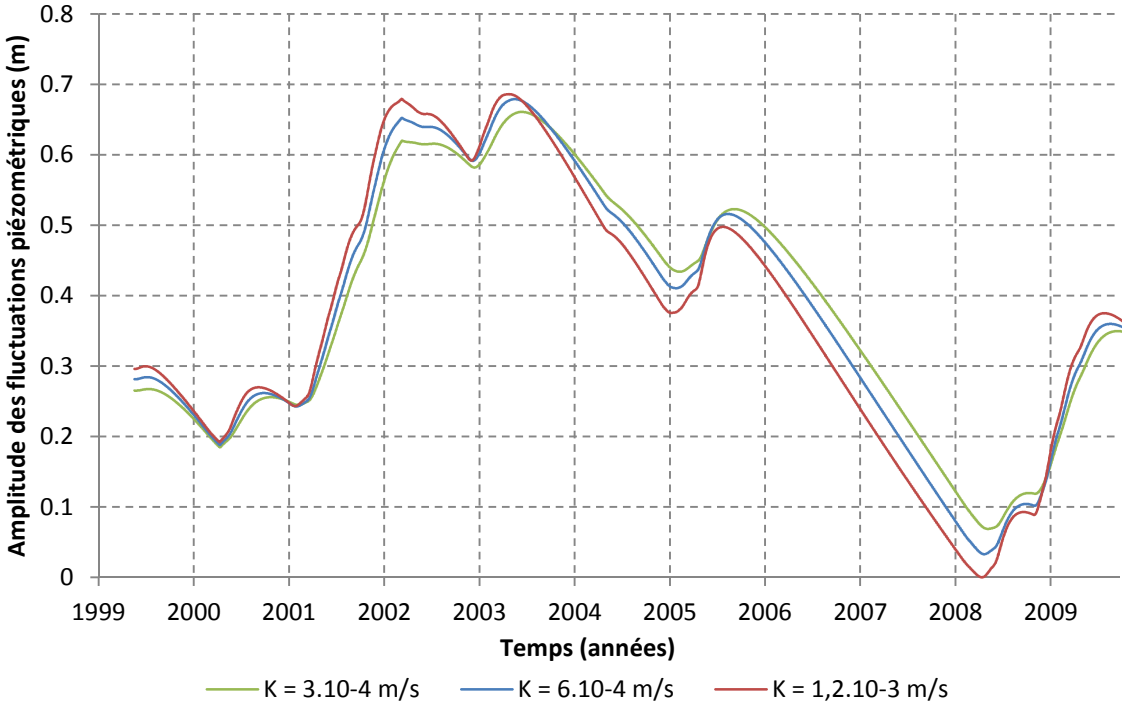
- Pente du substratum (α) :



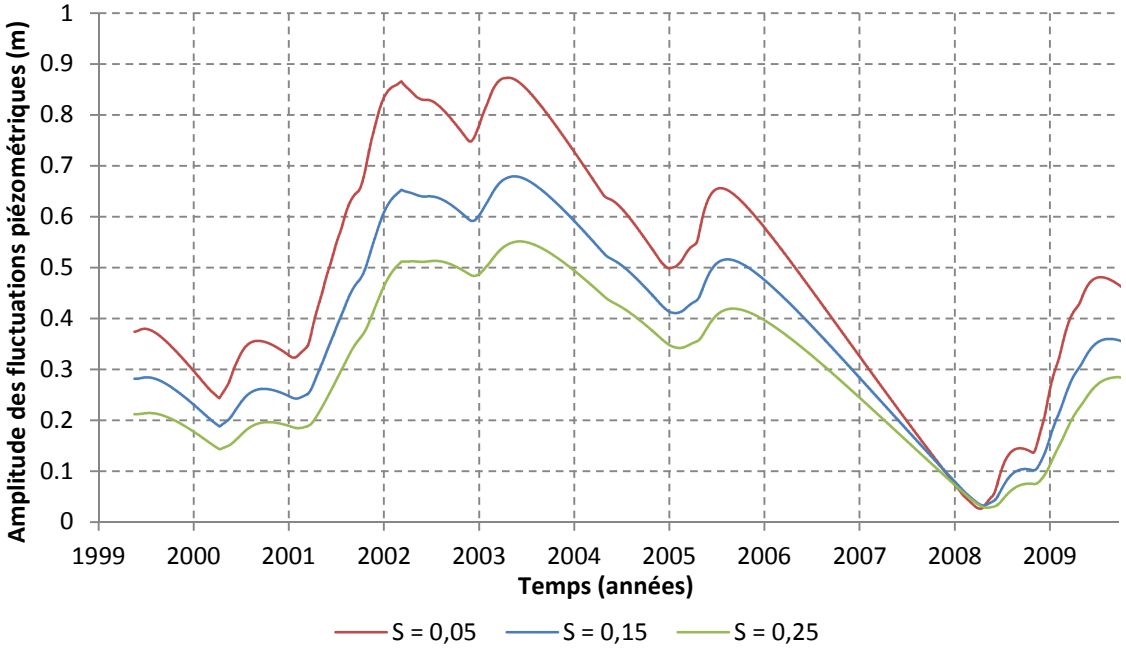
- Coefficient de colmatage du Béal (C) :



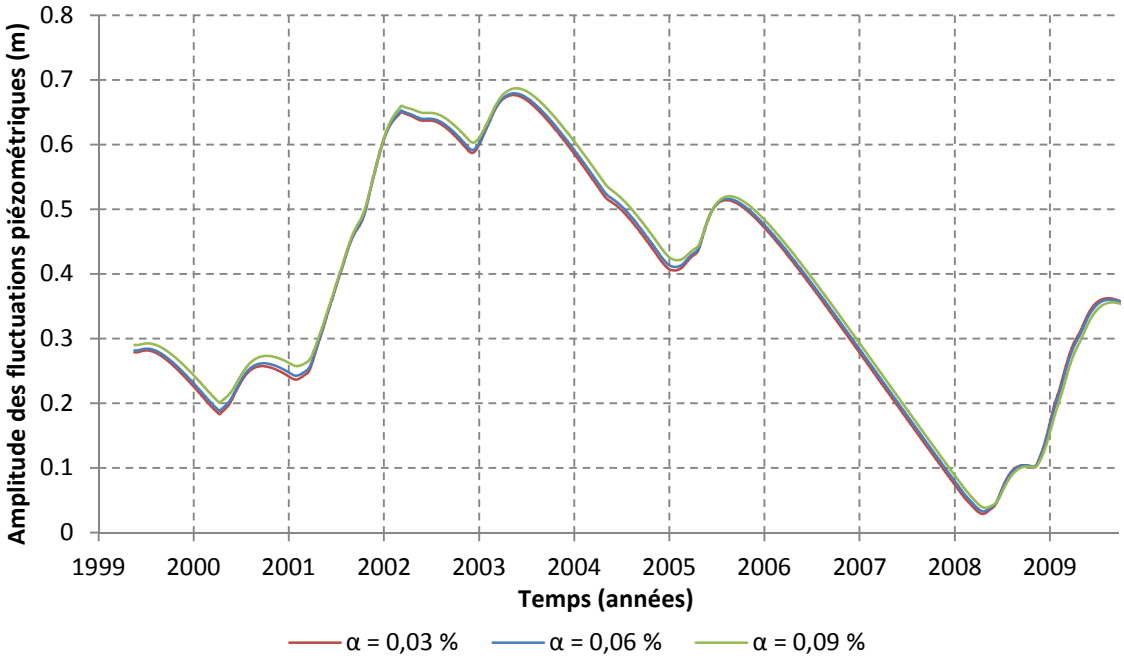
- Saint-Galmier :
  - Influence sur les fluctuations piézométriques :
    - Perméabilité (K) :



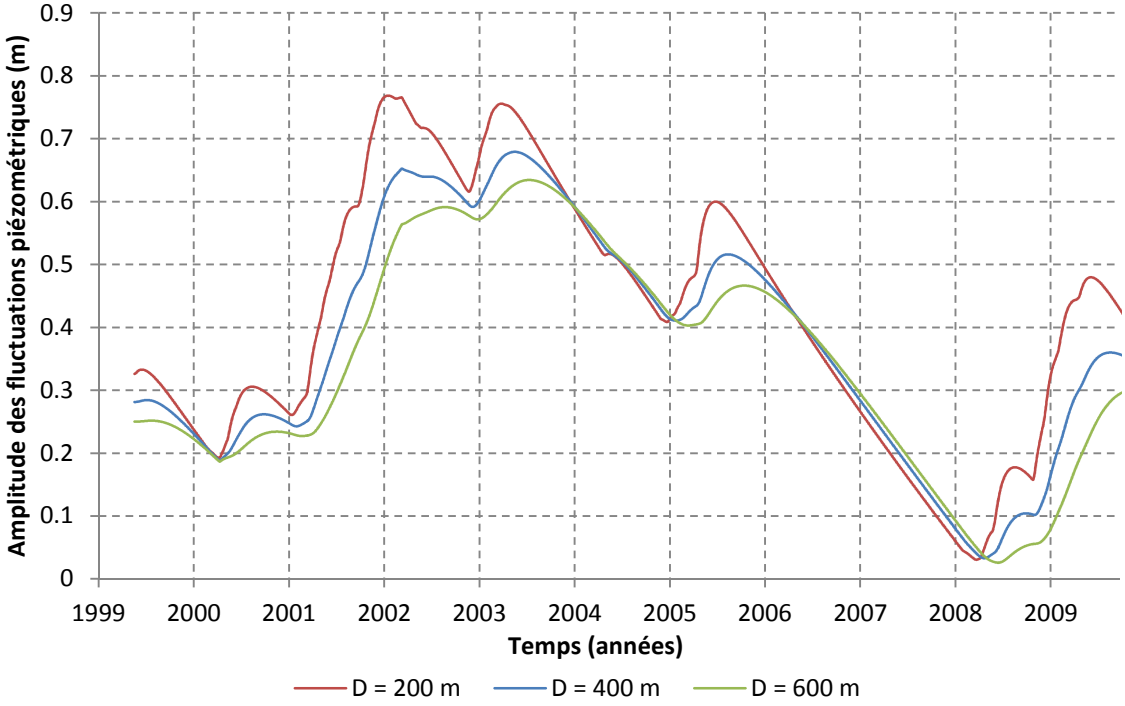
    - Coefficient d'emmagasinement (S) :



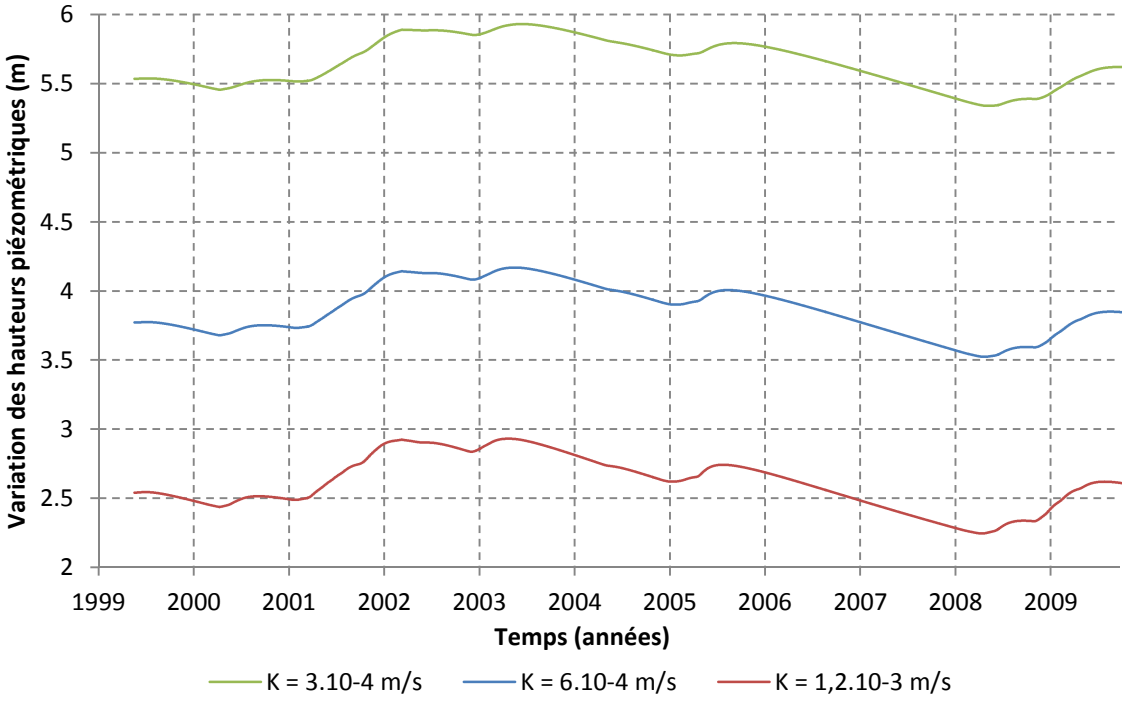
- Pente du substratum (α) :



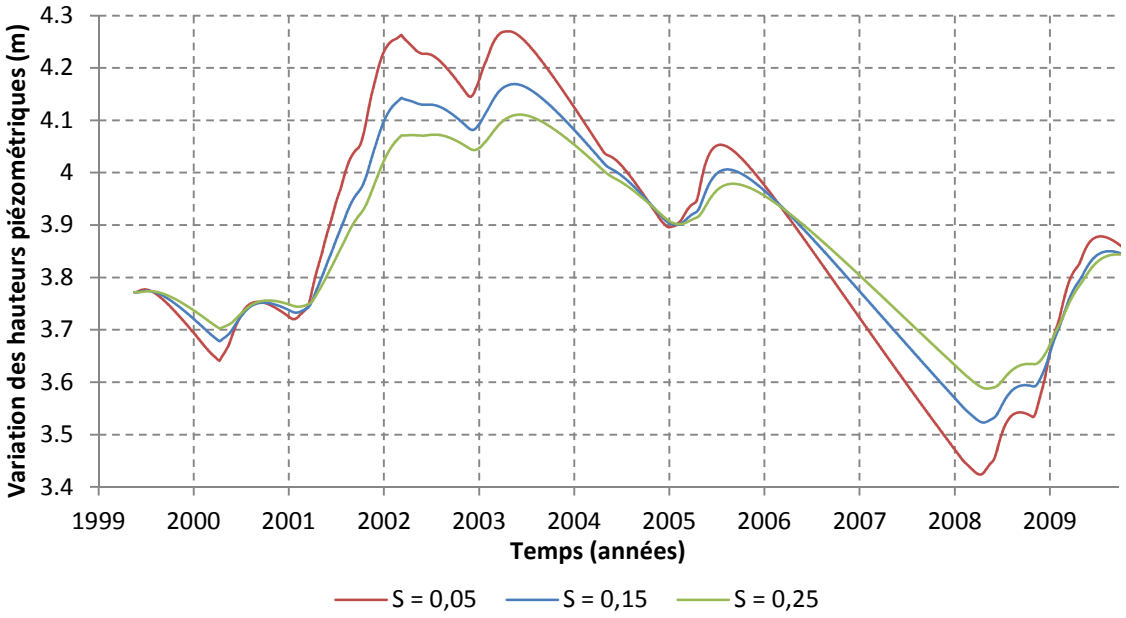
- Distance minimale de la zone de recharge (D) :



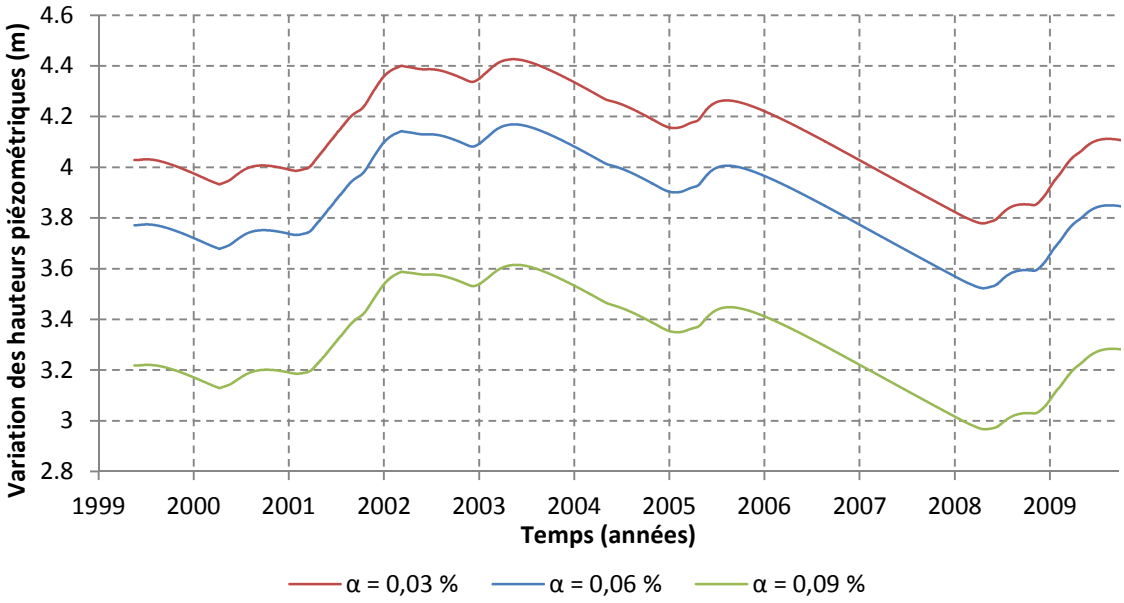
- Influence sur les variations de hauteurs piézométriques :
  - Perméabilité (K) :



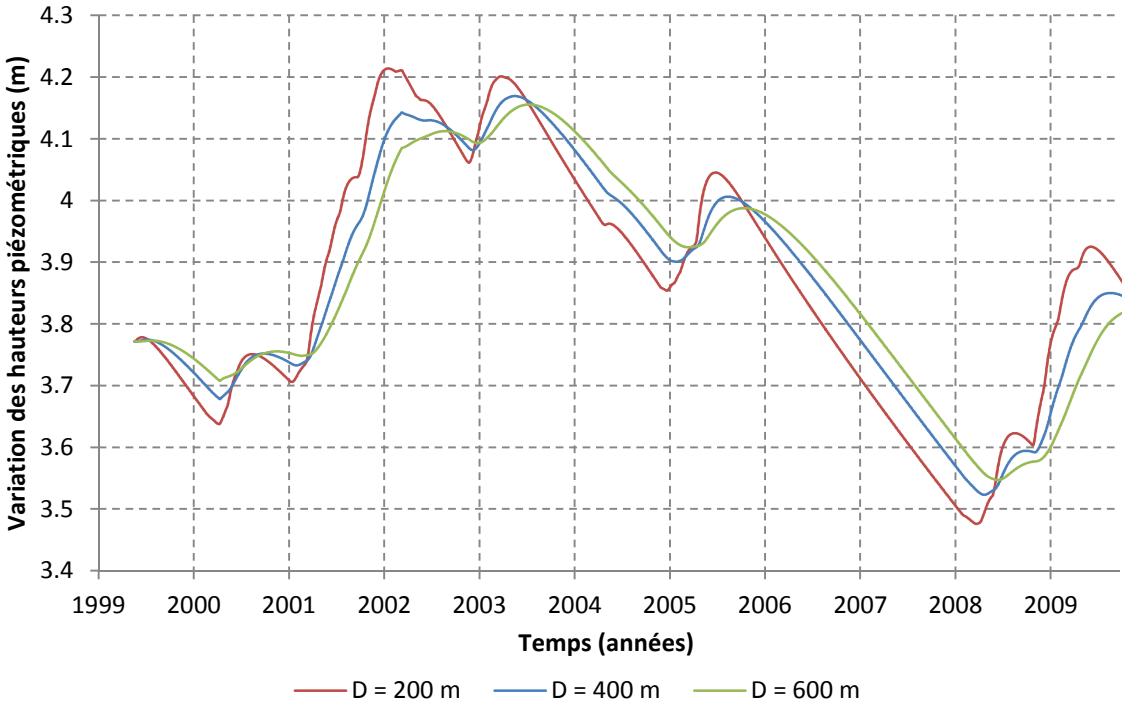
  - Coefficient d'emmagasinement (S) :



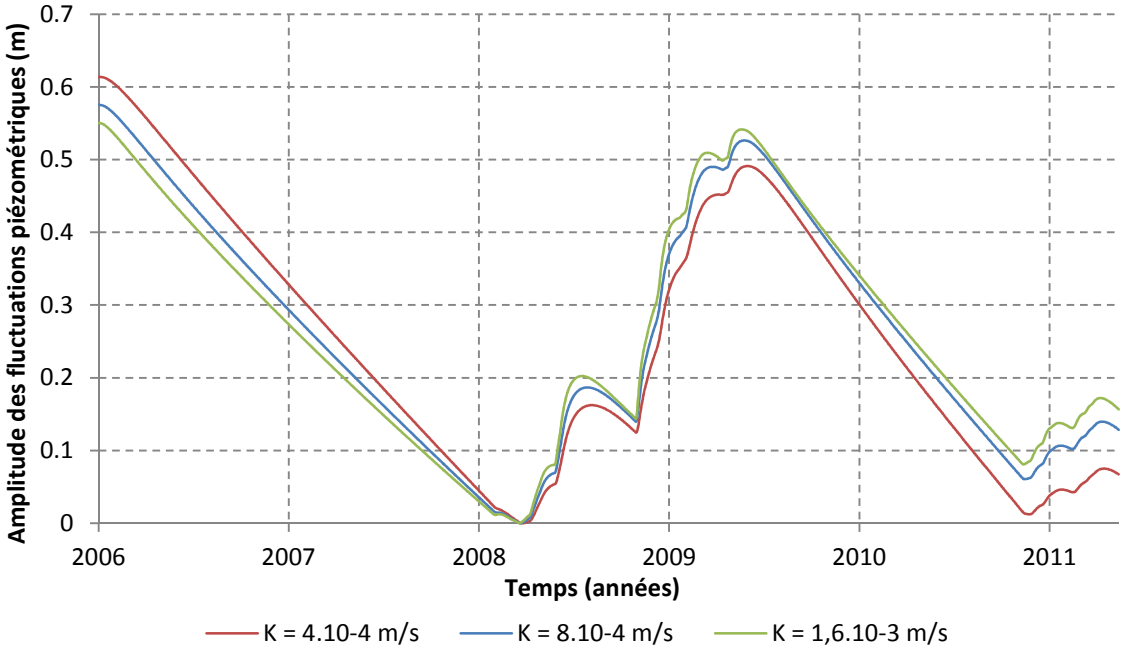
- Pente du substratum (α) :



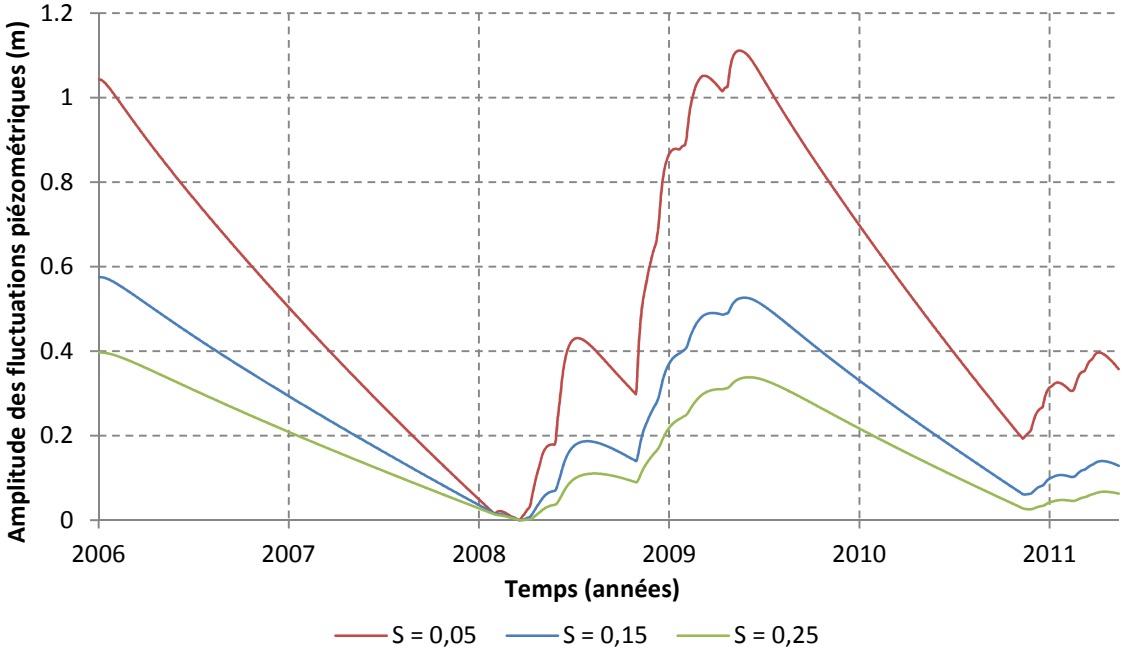
- Distance minimale de la zone de recharge (D) :



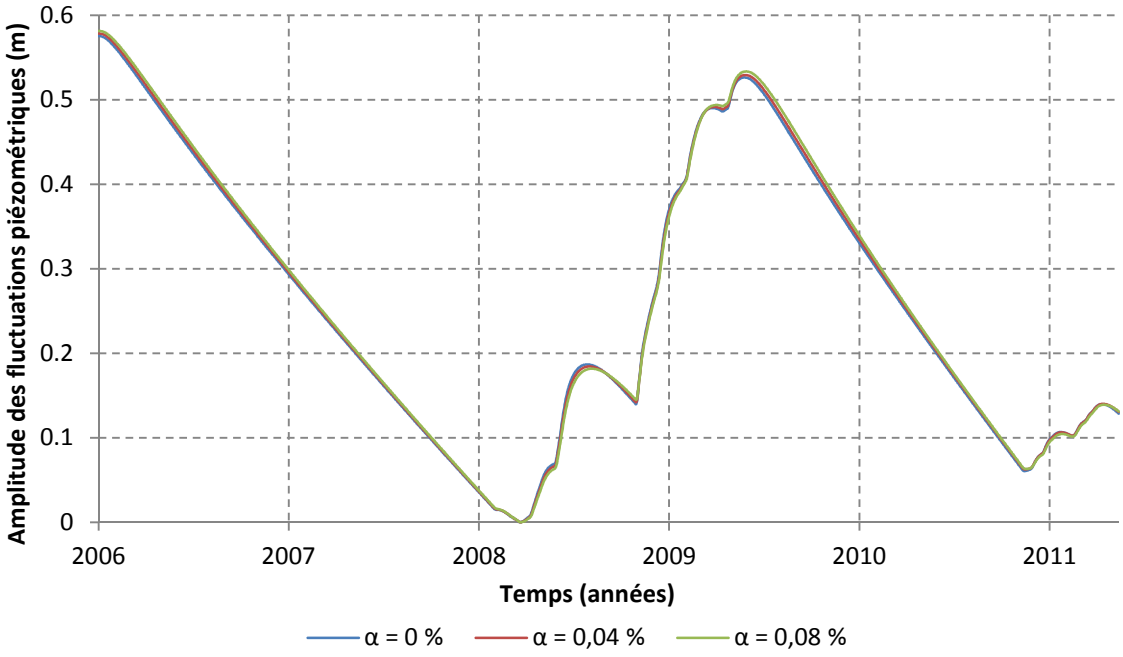
- Chalain :
  - Influence sur les fluctuations piézométriques :
    - Perméabilité (K) :



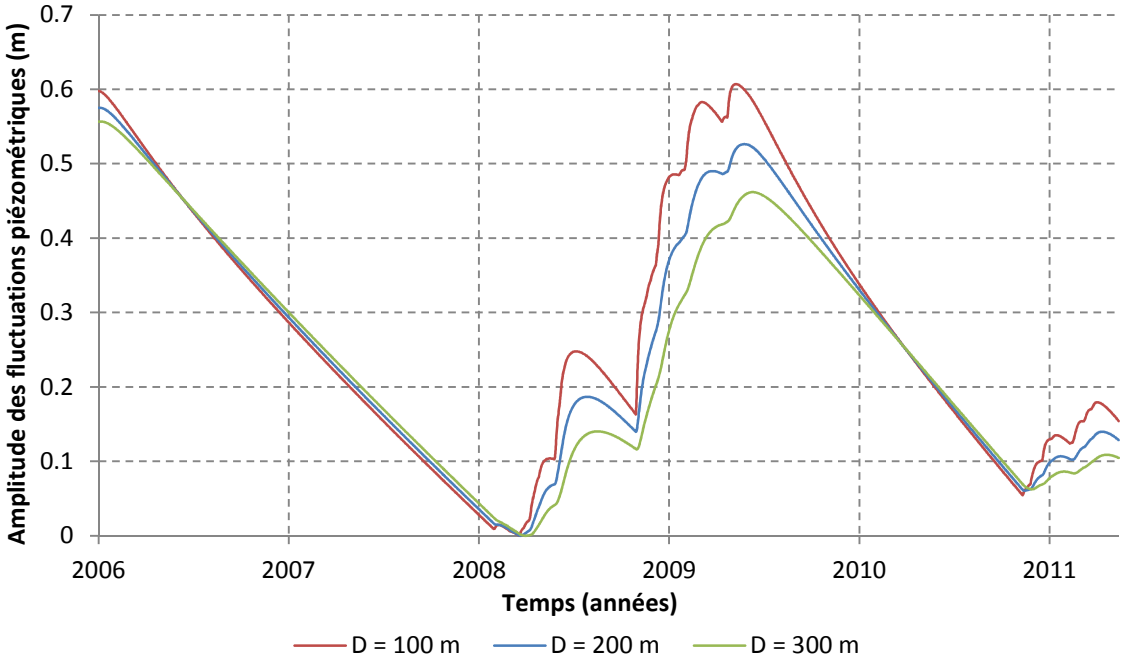
    - Coefficient d'emmagasinement (S) :



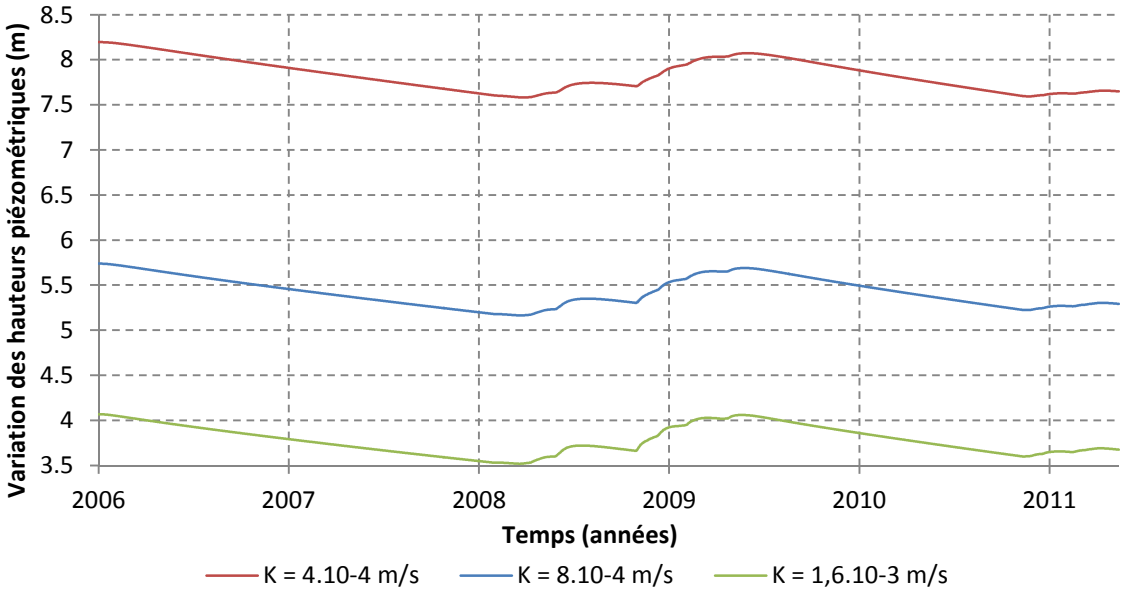
- Pente du substratum (α) :



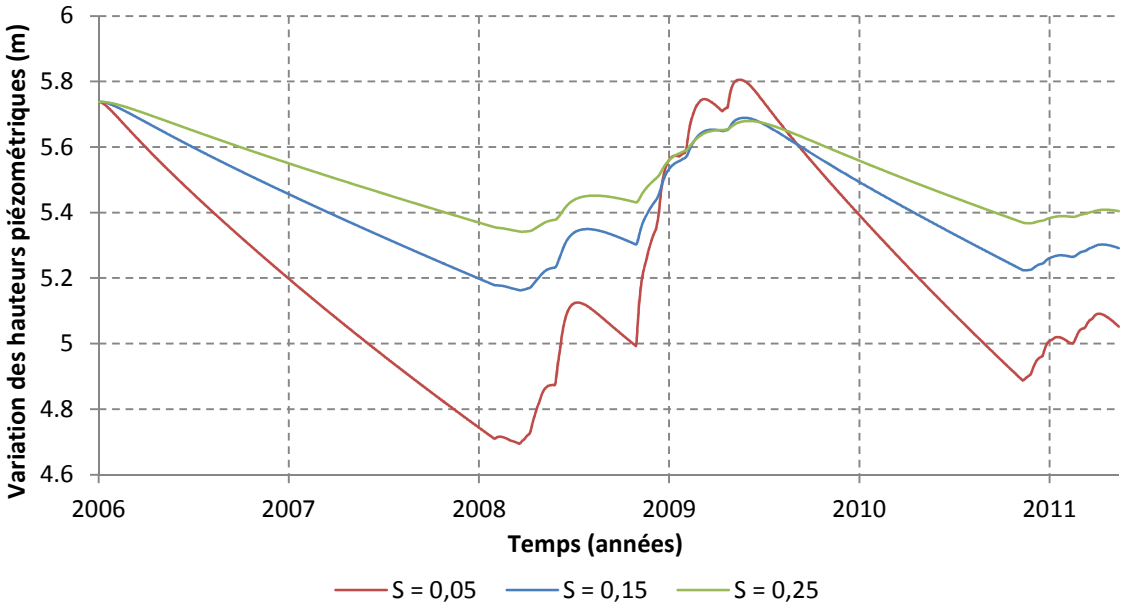
- Distance minimale de la zone de recharge (D) :



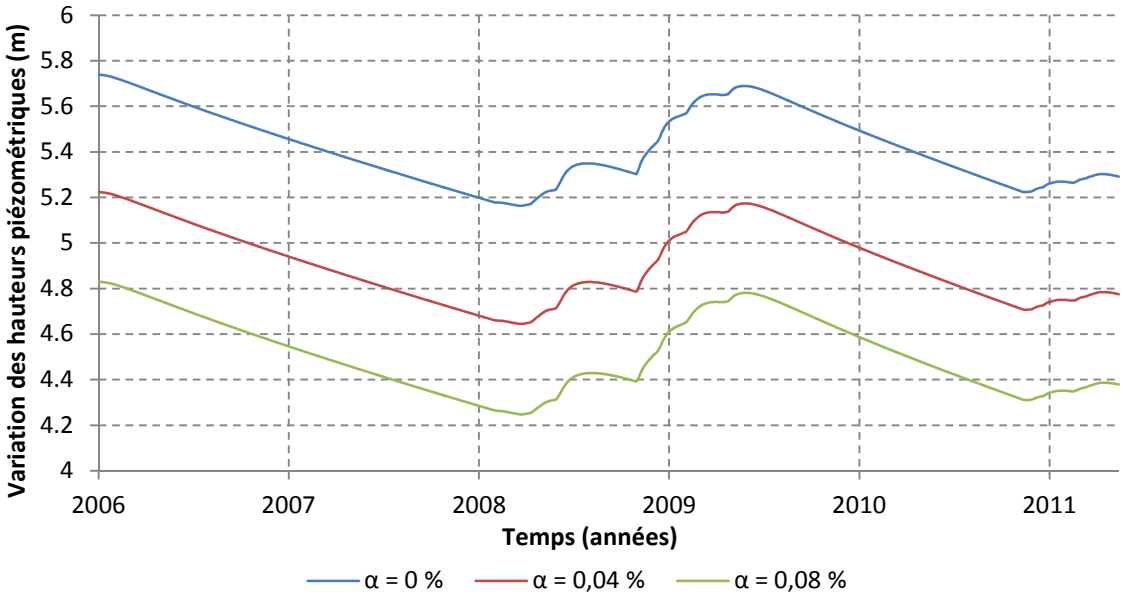
- Influence sur les variations de hauteurs piézométriques :
  - Perméabilité (K) :



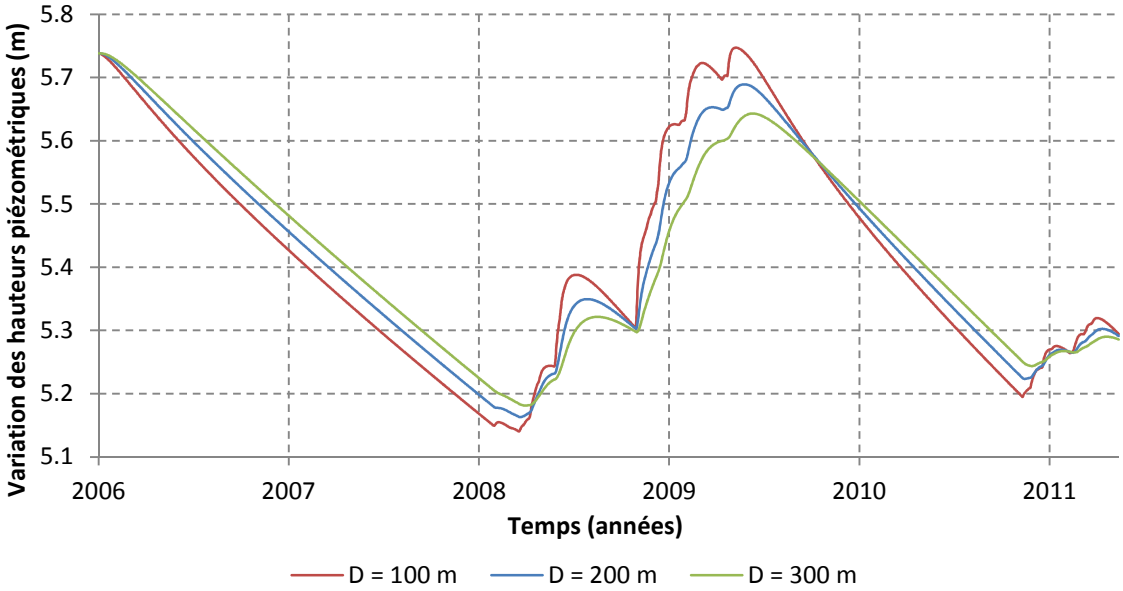
  - Coefficient d'emmagasinement (S) :



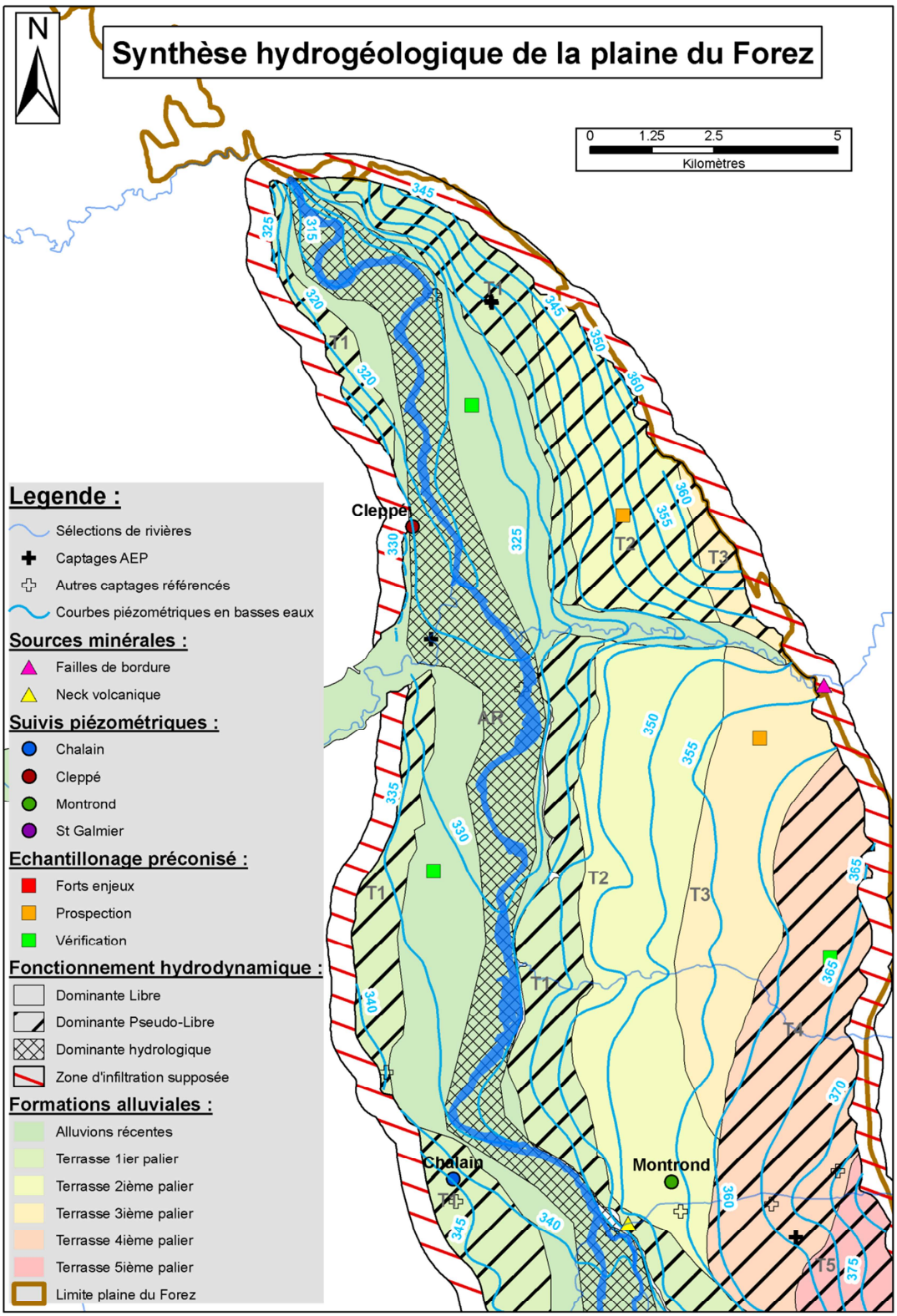
- Pente du substratum (α) :

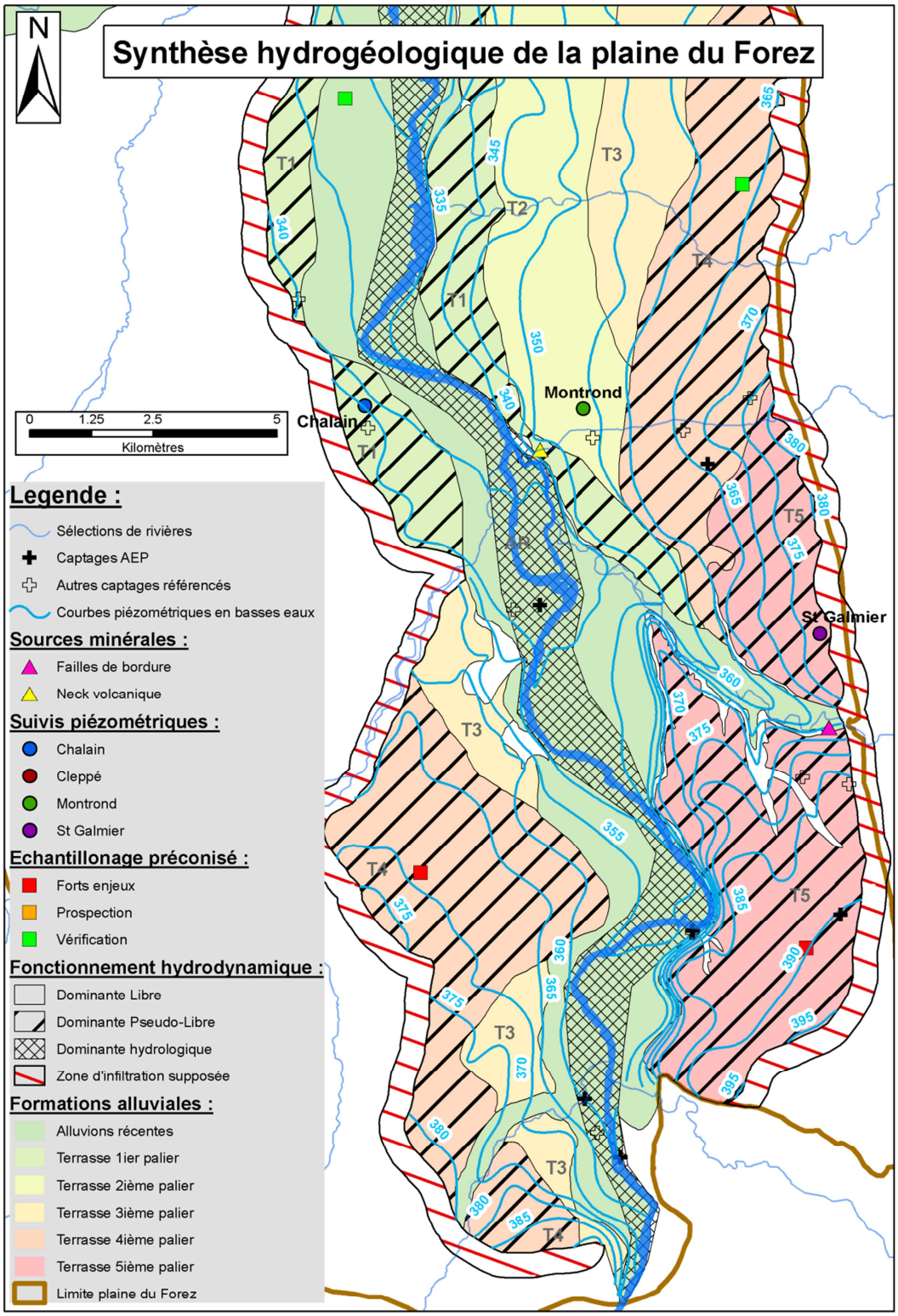


- Distance minimale de la zone de recharge (D) :



Annexe 29 – Cartes de synthèse hydrogéologique zoomées, l'une sur la partie Nord et l'autre sur la partie Sud de la plaine du Forez.




Synthèse hydrogéologique de la plaine du Forez
N
0 1.25 2.5 5
Kilomètres
Chalain
Montrond
St Galmier
T1
T2
T3
T4
T5
Legende :
Sélections de rivières
Captages AEP
Autres captages référencés
Courbes piézométriques en basses eaux
Sources minérales :
Failles de bordure
Neck volcanique
Suivis piézométriques :
Chalain
Cleppé
Montrond
St Galmier
Echantillonage préconisé :
Forts enjeux
Prospection
Vérification
Fonctionnement hydrodynamique :
Dominante Libre
Dominante Pseudo-Libre
Dominante hydrologique
Zone d'infiltration supposée
Formations alluviales :
Alluvions récentes
Terrasse 1ier palier
Terrasse 2ième palier
Terrasse 3ième palier
Terrasse 4ième palier
Terrasse 5ième palier
Limite plaine du Forez

École Nationale Supérieure des Mines
de Saint-Étienne

NNT : *2012 EMSE 0666*

Jordan RE-BAHUAUD

Thesis title : Contribution of a coupled geochemical and physical approach for the characterization of transient groundwater flow applied to the Forez Plain (France, Loire 42).

Speciality : Sciences and environmental engineering

Keywords : Groundwater flow, Transient flow, Hydrogeological analysis, Geochemistry, Alluvial aquifers, Plaine du Forez (France, 42).

Abstract : The demographic and economical development of the cities as well as intensive agriculture in the Forez plain (France 42) lead to an ever increasing water demand. Pressures on shallow aquifers are particularly high during dry season and are already resulted in conflicts over the water resource especially in summer 2003. The SAGE Loire (Water Management Scheme) has concluded to a degradation of the water resources and a serious pollution of the shallow aquifers by nitrogen and pesticides. These issues will tend to be amplified in the near future, hence the need to consider a sustainable and balanced management of the water resources. A part of the water demand either for agricultural or domestic is met by groundwater. The aquifers which are exploited belong to two categories: shallow alluvial formations exploited for irrigation and drinking water and deep aquifers which are found in tertiary sediments under the alluvium. Mineral waters of the deep aquifers are exploited for local thermo-mineral activities in the vicinity of the studied area.

The analysis of the data which are available on the Forez plain revealed a lack of knowledge in the understanding of the spatio-temporal behavior of the shallow aquifers. The current knowledge is not sufficient to explain how the water resource varies with time and the origin of the recharge of the shallow aquifers. As consequence, this thesis work will focus on these two main topics:

- Identification of the transient functioning of the aquifers based on a physical characterization of groundwater flow. This method is based on piezometric head analysis carry out on four stations with continuous measurements, on assumptions on hydrodynamic behavior and on the implementation of numerical modelling, allowing a discussion about the reliability of the assumptions made.

- Identification of the origin of the recharge of the alluvial aquifers through a geochemical characterization of groundwater flow. This method is based on the retrieving and the interpretation of geochemical data such as hydrochemical (major ions) and isotopic ($\delta^{18}0$, $\delta^{2}H$, $\delta^{13}C$ and $A^{14}C$) analysis. This approach established the partial contribution of the deep aquifers to the groundwater flow in the shallow alluvium.

The thesis shows how the geochemical analysis can improve the relevance of the results given by the groundwater flow models. Finally, this methodology based on a coupled geochemical and physical approach allows to assess quantitatively and qualitatively the vulnerability of the studied aquifers and contributes to improve the future water resources management in the studied area.

École Nationale Supérieure des Mines
de Saint-Étienne

NNT : *2012 EMSE 0666*

Jordan RE-BAHUAUD

Titre de la thèse : Apports d'une approche couplée physique et géochimie des eaux souterraines pour caractériser les fonctionnements hydrodynamiques transitoires. Cas de la plaine alluviale du Forez.

Spécialité : Sciences et Génie de l'Environnement

Mots clefs : Hydrodynamique souterraine, régime transitoire, fonctionnement hydrogéologique, géochimie, formations alluviales de la plaine du Forez.

Résumé : Le développement démographique et économique des communes ainsi que l'activité agricole intense dans la plaine du Forez (France 42) conduisent à une demande en eau de plus en plus importante. Les pressions sur la ressource en eau des aquifères superficiels sont particulièrement fortes en période estivale et ont déjà conduit à des conflits d'usage (sécheresse de l'été 2003). Le diagnostic du SAGE Loire relate une dégradation du potentiel hydrogéologique et une pollution importante des nappes superficielles par les nitrates et les pesticides. Ces problèmes affectant la ressource en eau auront tendance à s'intensifier dans les années à venir d'où un besoin de plus en plus pressant d'une gestion durable et équilibrée. Une partie de la demande en eau qu'elle soit pour l'usage agricole ou domestique est assurée par la ressource en eau souterraine. Les aquifères exploités sont de deux types : des formations alluviales superficielles exploitées pour l'irrigation et l'AEP ; et des niveaux aquifères profonds présents dans les sédiments tertiaires sous-jacents aux alluvions. Les eaux minérales qu'ils contiennent sont exploitées pour des activités locales de thermalisme et de mise en bouteille.

La synthèse approfondie des connaissances disponibles dans la plaine du Forez a révélé de nombreuses insuffisances dans la description du fonctionnement des aquifères superficiels. En effet, ces connaissances ne permettent pas d'appréhender la manière dont fluctue la ressource dans le temps et ne prennent pas en compte l'origine de la recharge des aquifères superficiels. A partir de ce constat, le travail de thèse se focalise sur ces deux points particuliers qui font défaut :

- l'identification du fonctionnement transitoire des aquifères qui est abordée par caractérisation physique des écoulements. Cette approche s'appuie sur l'analyse de chroniques piézométriques issues de quatre points de suivi permanent, la formulation d'hypothèses de fonctionnement hydrodynamique et la mise en œuvre de modèles numériques d'écoulements permettant de discuter ces hypothèses de fonctionnement hydrodynamique.

- l'origine de la recharge des aquifères alluviaux qui est abordée par caractérisation géochimique des écoulements. Cette approche s'appuie sur l'acquisition et l'interprétation de données hydrochimiques (analyses en ions majeurs) et isotopiques ($\delta^{18}0$, $\delta^{2}H$, $\delta^{13}C$ et $A^{14}C$). Cette approche a permis de mettre en évidence des apports d'eaux profondes qui alimentent localement les aquifères superficiels.

Ces résultats géochimiques améliorent la représentativité des résultats des modèles physiques d'écoulements souterrains. La méthodologie proposée, couplée physique et géochimie, permet de préciser la vulnérabilité quantitative et qualitative des aquifères investigués, en vue d'une meilleure gestion future.