



HAL
open science

**Étude de la vulnérabilité et de la réactivité des
hydrosystèmes alluviaux face aux changements globaux.
Exemple de la rivière Allier et de sa nappe alluviale.**

Jordan Labbe

► **To cite this version:**

Jordan Labbe. Étude de la vulnérabilité et de la réactivité des hydrosystèmes alluviaux face aux changements globaux. Exemple de la rivière Allier et de sa nappe alluviale.. Hydrologie. Université Clermont Auvergne, 2023. Français. NNT : 2023UCFA0114 . tel-04539330

HAL Id: tel-04539330

<https://theses.hal.science/tel-04539330>

Submitted on 9 Apr 2024

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.

Université Clermont Auvergne
Ecole Doctorale des Sciences Fondamentales

Thèse de doctorat

Présentée en vue de l'obtention du grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITE

Spécialité : Terre Solide, Géodynamique des enveloppes supérieures / paléobiologie

Par

Labbe Jordan

Etude de la vulnérabilité et de la réactivité des hydrosystèmes
alluviaux face aux changements globaux. Exemple de la rivière Allier
et de sa nappe alluviale

Soutenue publiquement le 20 octobre 2023 devant le jury composé de :

M. DUPUY Alain	ENSEGID, Bordeaux INP	Rapporteur
M. HUNEAU Frédéric	Université de Corse	Rapporteur
Mme ALBARIC Julie	Université de Franche-Comté	Examinatrice
M. BEUGNOT Jean-Charles	Université de Franche-Comté	Examineur
M. JAUNAT Jessy	Régie de L'Eau, Bordeaux Métropole	Examineur
Mme CLAUZET Marie-Laure	Clermont Auvergne Métropole	Invitée
Mme CELLE Hélène	Université de Franche-Comté	Directrice de thèse
M. MAILHOT Gilles	Université Clermont Auvergne	Co-directeur de thèse

Université Clermont Auvergne
Ecole Doctorale des Sciences Fondamentales

Thèse de doctorat

Présentée en vue de l'obtention du grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITE

Spécialité : Terre Solide, Géodynamique des enveloppes supérieures / paléobiologie

Par

Labbe Jordan

Etude de la vulnérabilité et de la réactivité des hydrosystèmes
alluviaux face aux changements globaux. Exemple de la rivière Allier
et de sa nappe alluviale

Soutenue publiquement le 20 octobre 2023 devant le jury composé de :

M. DUPUY Alain	ENSEGID, Bordeaux INP	Rapporteur
M. HUNEAU Frédéric	Université de Corse	Rapporteur
Mme ALBARIC Julie	Université de Franche-Comté	Examinatrice
M. BEUGNOT Jean-Charles	Université de Franche-Comté	Examineur
M. JAUNAT Jessy	Régie de L'Eau, Bordeaux Métropole	Examineur
Mme CLAUZET Marie-Laure	Clermont Auvergne Métropole	Invitée
Mme CELLE Hélène	Université de Franche-Comté	Directrice de thèse
M. MAILHOT Gilles	Université Clermont Auvergne	Co-directeur de thèse

Remerciements

Au début de ma 6^{ème} (au collège Gasnier-Guy, Chelles, Seine-et-Marne), j'avais effectué un rendez-vous avec la directrice de l'établissement qui m'avait tenu les propos suivants : « tu as de la chance Jordan, maintenant il ne te reste plus que sept ans d'étude... ! ». Cette personne ne m'avait pas prévenu qu'il en faudrait huit de plus, après le Bac, pour espérer faire le métier de mon choix... Ainsi, 15 ans plus tard, mes études s'achèvent finalement ! Enfin... pour le moment !

Il me tient à cœur de remercier en premier mes parents (la madre, le padre et Laurence, bien évidemment !) et mes grands-parents, pour m'avoir toujours soutenu dans le choix de mes études et surtout pendant ces trois dernières années qui auront été les plus marquantes ! Merci également à tous mes frangins : Raphaël, Emma & Jules. Trop fier d'être le premier Docteur de la famille !! Grazie mille a tutta la mia famiglia !

Merci également du fond du cœur à ma copine, Kapiro (aka Kapibara), avec qui j'ai démarré mes études d'Hydrogéologie à Poitiers, il y a 5 ans de ça ! Tu sais mieux que personne les émotions par lesquelles je suis passé en tant que thésard, car tu fais aussi partie de la secte et tu es la prochaine sur la liste, héhé ! Sans ton soutien, je n'y serai sûrement pas arrivé ! Je suis tellement fier de nous deux et de notre parcours depuis le 6 octobre 2018 ! Maururu à toi pour tout !!

Et comment ne pas en profiter pour remercier toute la promo de Master *Hydrogéologie & Transferts 2018-2020* de Poitiers ! C'est un parcours au bout duquel on peut aussi bien finir Docteur que Marin d'eau douce (tant qu'il y a de l'eau !). C'est plus que jamais le moment pour écrire noir sur blanc combien que je vous estime et que ces deux années de Master ont été les meilleures !

Je voudrais aussi tout particulièrement remercier mes encadrants de thèse Hélène Celle et Gilles Mailhot. Hélène, merci de m'avoir accepté au sein de ce projet (AUVERWATCH, pour ne le citer qu'une fois de plus), merci pour ton soutien infailible durant ces trois années, pour ton aide, ton expertise scientifique ! Tout ce que tu m'as appris pendant la thèse (que ce soit méthodologiquement, scientifiquement et humainement parlant, je le garderai pendant toute ma carrière !). Les péripéties endurées ensemble ont été nombreuses, depuis les bords du Doubs, aux bords de l'Allier et jusqu'en Afrique du Sud... (mais je vous l'avais bien dit qu'il fallait suivre la flèche jaune !!).

Merci également à tous les gestionnaires qui m'auront suivi et conseillé durant ces trois années (Nathalie Nicolau, Marie-Laure Clauzet, Olivier Grossmann). Un grand merci également à Jean-Luc Devidal, sans qui ce projet ne pourrait pas fonctionner !

Un grand merci à Jacques Bodin, pour ta patience, ton temps et ton aide pour construire ce fameux modèle, qui va continuer de m'occuper encore un moment, j'ai l'impression ! Également un grand merci à toute l'équipe de FEMTO : Jean-Charles, Kien, Alexandre (je sais que tu gardes un souvenir poignant de nos « petites » manip sur Port-Douvot et nos aller-retours sur Rennes...) ainsi que les deux Maxime ! Vous vous souviendrez de notre nuit cinq étoiles passée sur les bords du Doubs ! Merci également à John Guérittot, électricien et véritable MacGyver sur la station de Port-Douvot !

Merci aussi aux étudiants du Master GAP de Besançon, pour votre aide, que ce soit sur Port-Douvot (sous le vent, la neige et la pluie battante !), qu'en Auvergne, autour d'un certain champ captant...

Un merci très spécial au seul meuthiard soissonnais que je connaisse : Victor ! C'était pas fin drôle cette thèse ??? On aura pas mal travaillé et voyagé ensemble (Belgique, Italie, E.U., Afrique du sud...), ça a toujours été un grand plaisir pour moi ! Merci pour toute ton aide, que ce soit au bureau ou sur le terrain ! Ton amour indestructible pour le rugby, le karst et la musique des années 80's me fascineront toujours. Grâce à toi et Hélène, je connais (malheureusement) au moins une musique de Laurent Voulzy... Ce refrain est... Génial ! Surtout reste comme tu es Victor, tu es parfait !

Merci à tous mes camarades de -116L : Jonas, Alexandre, Matthieu, Jean-Baptiste. Et bien sûr mon cher Anthony (aka « le père Nader » ou encore « Abi l'embrouille ») ! Merci infiniment pour ton éternelle bonne humeur et ton soutien ! Nos petites discussions qui n'ont aucun sens et nos pauses café vont beaucoup me manquer !!! But, it is very sûr que nous nous reverrons bientôt ! (Et accessoirement, merci d'avoir finalement quitté mon bureau !!).

Cyril et Peter ! On fait partie du trio d'Auvergne ! Merci pour votre constante bonne humeur et votre soutien au labo et sur le terrain ! J'espère sincèrement que nous aurons l'occasion de retravailler ensemble dans l'avenir !! Cyril, je pense que tu ne nous as pas encore montré tous les bons restos sur Clermont ! Et mollo sur les glaçons les gars... !

Merci aussi à tous mes autres camarades thésards et thésardes : Kilian (keep rocking it !!), Milva, Jonathan, Josh, Lise, Laurie, Léa (et Fluff), Lorraine, Olivier, Thomas, Mario & Marie

(pas encore thésards mais bon... vous êtes bien partis !). Merci pour votre soutien jusqu'au dernier jour !

Merci au Doubs pour ces fromages et au Puy-de-Dôme pour ces paysages !

Je remercie l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne ainsi que l'I-SITE CAP20-25 pour avoir financé ce travail qui est voué à se poursuivre.

Je remercie également l'intégralité du Jury de thèse pour avoir accepté de relire mon mémoire, pour l'avoir commenté et surtout, pour m'avoir permis d'être Docteur en Hydrogéologie !

Affaire à suivre.

Table des matières

Introduction générale : évolution de la ressource en eau face au changement global à différentes échelles spatiales. Focus sur les hydrosystèmes alluviaux	1
Chapitre 1. Echelle du bassin versant	5
1. Le bassin versant de la rivière Allier	9
1.1 Contexte géographique et géologique	9
1.2 Contexte climatique	11
1.2.1 Contrastes climatiques entre le Haut-Allier et l'Allier Aval	11
1.2.2 Impact du changement climatique sur les températures de l'air à Clermont-Ferrand (1945-2022)	13
1.2.3 Impact du changement climatique sur les précipitations et sur l'Evapotranspiration Potentielle dans le bassin aval (2000-2020)	14
1.3 Contexte hydrologique	15
1.4 Contexte hydrogéologique	18
1.5 Occupation des sols et usages de l'eau	21
2. Evolution de la ressource en eau face à l'impact anthropique	24
3. Conclusions et perspectives	51
Chapitre 2. Echelle du champ captant	53
1. Le fonctionnement et les caractéristiques des nappes alluviales	57
1.1 Morphologie des hydrosystèmes alluviaux	57
1.2 Les relations nappe/rivière	59
2. Description de la zone d'étude : le champ captant du Val d'Allier	61
2.1 Contexte géographique	61
2.2 Contexte climatologique et hydrologique	62
2.3 Contexte géologique	64
2.4 Caractéristiques techniques du champ captant	68
2.5 Caractéristiques hydrodynamiques des principales entités géologiques	71

3.	Matériels et méthodes.....	73
3.1	Acquisition des données hydrodynamiques	73
3.2	Acquisition des données géophysiques	74
3.3	Choix du modèle numérique.....	75
3.4	Emprise spatiale du modèle.....	76
3.5	Calibration du modèle	77
3.5.1	Les paramètres de calibration	78
3.5.2	Calibration automatique avec PEST et les points pilotes	78
4.	Résultats : du modèle conceptuel au modèle numérique	81
4.1	Les limites physiques du modèle.....	81
4.1.1	Limite supérieure : l'altitude du sol.....	81
4.1.2	Limite inférieure : la topographie du substratum	81
4.2	Les limites hydrogéologiques du modèle	85
4.2.1	Les relations entre la nappe alluviale et les masses d'eau latérales.....	85
4.2.2	Précisions sur la limite Allier	87
4.2.3	Précisions sur la limite sud	93
4.2.4	Précisions sur la limite est	94
4.2.5	Construction du modèle numérique du champ captant	96
4.3	Calibration du modèle en régime permanent.....	97
4.3.1	Conditions initiales : définition des limites	97
4.3.2	Répartition spatiale des propriétés hydrodynamiques	99
4.4	Calibration en régime transitoire	103
4.5	Calibration en régime transitoire	103
4.5.1	Conditions initiales : définition des stress periods	103
4.5.2	Distribution spatiale du coefficient d'emmagasinement	104
4.6	Scenarii de gestion de la ressource	107
4.6.1	1 ^{ère} scénario : $Q_{ALLIER} = 2 \text{ m}^3/\text{s}$ pendant 2 mois	109

4.6.2	2 nd scénario : incision de 1m de l'Allier avec un étiage sévère	112
5.	Conclusions et perspectives d'amélioration du modèle	115
Chapitre 3. Echelle des alluvions.....		117
1.	Hétérogénéité structurelle des alluvions et conséquence sur leurs propriétés hydrodynamiques	121
2.	Site d'étude, matériels et méthodes.....	123
2.1	Présentation générale du site de Port-Douvot.....	123
2.2	Equipements et instrumentation du site de Port-Douvot	126
2.3	Essais de puits et essais de pompage	130
2.4	Caractérisation des alluvions par méthode géophysique (ERT).....	131
2.5	Détermination des flux souterrains par tests de dilution ponctuels.....	132
2.6	Caractérisation des alluvions à partir des mesures distribuées de températures	135
2.6.1	Le principe physique : la rétrodiffusion de la lumière dans la fibre.....	135
2.6.2	Dispositif mis en place à Port-Douvot.....	137
2.6.3	Interprétation des données par le modèle MILS.....	139
2.6.4	Les campagnes de mesures DTS sur Port-Douvot	143
3.	Résultats	147
3.1	Identification de la stratification verticale des alluvions (méthode ERT).....	147
3.2	Distribution verticale de la granulométrie sur une carotte d'alluvions	148
3.3	Les propriétés hydrodynamiques de la nappe alluviale du Doubs	152
3.4	Détermination ponctuelle des flux souterrains au sein de la nappe alluviale.....	159
3.5	Distribution verticale des flux souterrains.....	164
3.5.1	Distribution verticale des flux par mesures DTS RAMAN.....	164
3.5.2	Distribution verticale des flux par mesures DTS BRILLOUIN.....	170
4.	Bilan et perspectives.....	173
Conclusion générale		177
Références		185

Annexe 1	Précisions sur MODFLOW dans l'interface Groundwater Vistas	201
Annexe 2	Précisions sur la méthode ERT : Electrical Resistivity Tomography.....	202
Annexe 3	Localisation de chaque puits AEP du champ captant par sous-station.....	205
Annexe 4	Précisions sur le modèle de Theis (1935) pour les essais de pompage.....	207
Annexe 5	Méthode d'interprétation de l'essai de puits.....	208

Liste des figures

Figures du Chapitre 1 :

Figure I. 1. a) Localisation du bassin versant de la rivière Allier dans les limites du grand bassin Loire-Bretagne, en France ; b) carte topographique du bassin versant de la rivière Allier.	9
Figure I. 2. Principales entités géologiques dans les limites du bassin versant de la rivière Allier (données issues des cartes harmonisées 1-100 000 ^{ème} du BRGM).	10
Figure I. 3. Répartition spatiale des précipitations annuelles moyennes sur l'ensemble du bassin versant de l'Allier (données de Météo-France pour la période 1976-2005).	11
Figure I. 4. Evolution de la température (°C), la hauteur de pluie et l'ETP mensuelles (mm) moyennées sur la période 2000-2020 aux stations Météo-France de a-b) Clermont-Ferrand, c-d) St-Etienne-de-Ludgarès... ..	12
Figure I. 5. Evolution entre 1945 et 2022 des températures annuelles moyennes de l'air T_a (°C) à la station Météo-France de Clermont-Ferrand. La flèche rouge représente la droite de régression linéaire. Le cadre bleu montre la période d'étude pour l'article Labbe et al., (2023).	13
Figure I. 6. Evolution des précipitations P et de l'ETP (mm/an) calculé avec la méthode de Oudin (Oudin et al., 2005) sur l'ensemble du bassin versant aval (entre Vieille-Brioude et Limons).	14
Figure I. 7. Contexte hydrologique du bassin versant de la rivière Allier avec a) l'Allier et ses principaux affluents ; b) zoom sur le barrage de Naussac (image Google Earth). Les débits (m^3/s) mentionnés correspondent aux modules interannuels caractéristiques de chaque station hydrométrique (Langogne, Vieille-Brioude, Vic-le-Comte, Limons, Moulins et le Bec d'Allier).	16
Figure I. 8. Variations du volume (Mm^3) stocké dans le réservoir du barrage de Naussac (données fournies par l'Etablissement Public Loire).	17
Figure I. 9. a) Evolution du débit moyen journalier à Limons (Q_{Limons} en m^3/s) au cours d'une année type (moyennes des débits journaliers de 2000-2020) et de la pluviométrie journalière moyenne P (mm/j) a) à Clermont-Ferrand ($P_{Clermont}$ en mm) et b) à de St-Etienne-de-Ludgarès ($P_{st-Etienne-de-L}$ en mm). La courbe Q_{Limons} -Naussac correspond à la soustraction des débits de l'Allier à Limons (Q_{Limons}) par les débits sortants de Naussac.	18
Figure I. 10. a) Délimitation du territoire du SAGEHA (Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux Haut-Allier) et du SAGEAA (Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux Allier Aval) ; b) délimitation des différentes masses d'eau souterraines répertoriées dans le SAGEAA (geo.data.gouv.fr).	20
Figure I. 11. Répartition de l'occupation des sols sur l'ensemble du bassin versant (données Corin Land Cover 2020) ; le périmètre des SAGEHA et SAGEAA est indiqué.	22
Figure I. 12. Evolution des volumes annuels (Mm^3) prélevés pour l'Alimentation en Eau Potable (AEP et industries) et pour l'irrigation. Ces volumes correspondent à la somme des volumes individuels de tous les puits répertoriés sur la BNPE (bnpe.eaufrance.fr), sur l'emprise de la nappe alluviale de l'Allier (entre Vieille-Brioude et Limons).	23

Figures du Chapitre 2 :

Figure II. 1. Morphologie simplifiée d'un hydrosystème alluvial.	57
Figure II. 2. Géomorphologie des deux principaux types de terrasses : les terrasses emboîtées et les terrasses étagées, reposant sur une formation plus consolidée (le substratum), modifiée d'après (Le Roux-Mallouf, 2016).....	58
Figure II. 3. Les principaux cas de relations nappe/rivière, considérant une rivière creusée jusqu'au substratum sous-jacent (complète) et partielle, modifiés d'après (Osman and Bruen, 2002).....	59
Figure II. 4. Localisation du champ captant du Val d'Allier.	61
Figure II. 5. Topographie de la zone d'étude (réalisée à partir du MNT de 5m).	62
Figure II. 6. a) Précipitations (mm/j) à la station Météo-France de Clermont-Ferrand et b) à la station Météo-France de St-Etienne-de-Ludgarès et c) côte altitudinale H (m NGF) de l'Allier au niveau du champ captant sur la période 2016-2020.....	63
Figure II. 7. Carte géologique au 1-50 000 ^{ème} de la zone d'étude (données issues des cartes harmonisées du BRGM). Le trait de coupe indique la position la coupe géologique qui est présentée dans la partie 4.2.4.	65
Figure II. 8. Photographies illustrant la géologie locale de la zone d'étude. La position de chaque affleurement est précisée sur la carte géologique (Figure II. 7).	66
Figure II. 9. Localisation des 71 puits du champ captant du Val d'Allier, des piézomètres D13, D15 ainsi que du point de référence pour la mesure du niveau de l'Allier. La zone de modélisation est indiquée par le cadre rouge. Le nom de chaque puits est précisé sur des cartes séparées en Annexe 3.....	69
Figure II. 10. Exemple d'un puits AEP du champ captant.....	70
Figure II. 11. Emprise spatiale du modèle sur le champ captant délimitée par le cadre rouge (le fond cartographique correspond au MNT d'une résolution de 10 m).	76
Figure II. 12. Position de l'ensemble des profils réalisés sur le champ captant du Val d'Allier entre 2017 et 2023 ainsi que sur les terrasses moyennes de l'Allier.	82
Figure II. 13. Sélection de profils ERT réalisés sur la plaine alluviale du champ captant entre 2017 et 2023. Les puits sont matérialisés en noir, leur limite inférieure indique la surface des marno-calcaires oligocènes ...	84
Figure II. 14. Piézométrie de la nappe alluviale sur le champ captant, en conditions d'écoulement naturelles et de pompage (LRPC, 2004), permettant de préciser les relations nappe/rivière (trait rouge : la nappe alimente la rivière ; trait bleu : la rivière est alimentée par la nappe) et les relations avec les masses d'eau souterraines à l'est et au sud de l'emprise de la carte.	86
Figure II. 15. Contribution des différents pôles (Allier, coteaux et partie sud de l'aquifère alluvial), d'après Mohammed et al. (2014).	87
Figure II. 16. Localisation des ouvrages équipés (CTD-Diver ou Troll InSitu) pour la campagne de terrain du 20/02-24/02/2023.	88
Figure II. 17. a) Précipitations journalières (mm/j) à la station Météo-France de Clermont-Ferrand et b) niveau de l'Allier (m NGF) au champ captant de janvier 2016 à mars 2023. Les cadres rouges permettent de resituer la période d'observation de la campagne de février 2023.....	89
Figure II. 18. Variations de la côte piézométrique (mNGF) et de la température (°C) de la nappe alluviale pour P33 et P37 lors de la campagne de terrain du 20/02-24/02/2023.....	90

Figure II. 19. Variations de la côte piézométrique (mNGF) et de la température (°C) de la nappe alluviale pour les puits P3, P8 et P18 lors de la campagne de terrain du 20/02-24/02/2023.	91
Figure II. 20. Variations de la côte piézométrique (m NGF) et de la température (°C) de la nappe alluviale pour les puits P20, P24, P26 et P29 lors de la campagne de terrain du 20/02-24/02/2023.	92
Figure II. 21. Variations de la conductivité électrique EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$) de la nappe en P3, P18, P20, P24 et P33 lors de la campagne de terrain du 20/02-24/02/2023.....	93
Figure II. 22. Variations du niveau de l'Allier au niveau du P54 (m NGF) et variations piézométriques (m NGF) de la nappe alluviale au P54 lors de la campagne de terrain du 20/02 au 24/02/2023.	94
Figure II. 23. Profils (ERT) réalisés en 2022 sur les terrasses moyennes de l'Allier (rive droite). Ils sont numérotés de p1 à p4. Leur localisation est montrée sur la Figure II. 12.	95
Figure II. 24. Coupe géologique schématisée orientée SO-NE entre le Puy de Bane et le Puy de Mur (le profil de coupe est montré sur la Figure II. 7).	96
Figure II. 25. Conditions limites imposées au modèle pour l'étape de calibration en régime permanent. Les croix rouges sont les points pilotes utilisés pour la calibration des conductivités hydrauliques K et les croix bleues sont les head targets correspondant à la piézométrie ciblée du 30/05/1995.	98
Figure II. 26. Carte piézométrique de la nappe alluviale en régime permanent issue de GWV8. L'intervalle entre les isopièzes est de 0.2 m.	100
Figure II. 27. Corrélation entre les côtes piézométriques observées et simulées (m NGF).	100
Figure II. 28. Distribution spatiale des conductivités hydrauliques (K_x, K_y) en m/s sur la zone modélisée du champ captant ; à l'issue de la calibration en régime permanent.....	102
Figure II. 29. Corrélation entre les rabattements observés et simulés (m) par MODFLOW à la suite de la calibration en régime transitoire.	104
Figure II. 30. Evolution des rabattements observés et simulés s (m) par MODFLOW en régime transitoire sur la période du 20/02 au 24/02/23, pour P26, P18 et P37.....	105
Figure II. 31. Distribution spatiale du coefficient d'emmagasinement S_y après la calibration du modèle en régime transitoire avec MODFLOW.	106
Figure II. 32. Corrélation entre le niveau de l'Allier au point référencé du champ captant (m NGF) et le débit de l'Allier à Vic-le-Comte (m^3/s), d'après les données journalières sur 2011-2020.	107
Figure II. 33. a) variations du débit à Vic-le-Comte (m^3/s) et du niveau de l'Allier au point référencé du champ captant (m NGF) entre juillet et août 2005, b) corrélation entre les débits et niveaux de l'Allier montrés en a) dans l'encadré rouge. La droite de régression linéaire est extrapolée.	108
Figure II. 34. Profil d'évolution d'ouest en est de la côte piézométrique de la nappe alluviale (m NGF) pour les puits a) P23, b) P18, c) P33 selon différents scénarii d'une durée de 2 mois : en conditions hydrologiques classiques ($Q_{\text{ALLIER Vic-le-Comte}} = 30 \text{ m}^3/\text{s}$), en étiage extrême et rythme de pompage classique ($Q_{\text{ALLIER Vic-le-Comte}} = 2 \text{ m}^3/\text{s}$ et 12h de pompage), en étiage extrême et rythme de pompage accru ($Q_{\text{ALLIER Vic-le-Comte}} = 2 \text{ m}^3/\text{s}$ et 20h de pompage).....	111
Figure II. 35. Profil d'évolution d'ouest en est de la côte piézométrique (m NGF) de la nappe alluviale pour les puits a) 23, b) P18, c) P33, selon différents scénarii d'une durée de 2 mois : l'incision de -1 m du lit de l'Allier en étiage extrême et rythme de pompage classique ($Q_{\text{ALLIER Vic-le-Comte}} = 2 \text{ m}^3/\text{s}$ et 12h de	

<p>pompage), en étiage extrême et rythme de pompage accru ($Q_{\text{ALLIER Vic-le-Comte}} = 2 \text{ m}^3/\text{s}$ et 20h de pompage).</p>	113
<p>Figure II. 36. Carte piézométrique en conditions dynamiques de la nappe alluviale de l’Allier au champ captant (côtes en m NGF et isopièzes espacées de 0.2 m), pour les différents scénarii testés (scénario 1 : débit à Vic-le-Comte de $2 \text{ m}^3/\text{s}$ pour un cycle de pompage de 12h et de 20h ; scénario 2 : mêmes conditions d’étiage que le scénario 1 + incision du lit de l’Allier de -1 m). Ces différentes situations sont comparées à la période de référence (février 2023, $Q_{\text{Allier à Vic-le-Comte}} = 30 \text{ m}^3/\text{s}$).</p>	114

Figures du Chapitre 3 :

<p>Figure III. 1. Représentation schématique de l’hétérogénéité multi-échelles d’un milieu alluvial avec la distribution de la conductivité hydraulique (d’après Yin et al., 2023).</p>	122
<p>Figure III. 2. Localisation du site expérimental SNO H+ de Port-Douvot en France par rapport à la ville de Besançon.</p>	123
<p>Figure III. 3. Focus sur la station d’épuration de Port-Douvot dans laquelle le site expérimental se trouve, avec la position des différents ouvrages (du site) et de la BSS (BRGM).</p>	124
<p>Figure III. 4. Extension latérale des alluvions récentes Fz du Doubs.</p>	125
<p>Figure III. 5. Vue schématique de l’emplacement des ouvrages sur le site expérimental de Port-Douvot.</p>	126
<p>Figure III. 6. Coupe longitudinale de la ligne perpendiculaire au Doubs montrant l’implantation des ouvrages et de la fibre optique (FO).</p>	128
<p>Figure III. 7. Coupe longitudinale des deux lignes parallèles au Doubs montrant l’implantation des ouvrages et de la fibre optique (FO).</p>	129
<p>Figure III. 8. Photographie montrant l’un des câbles de fibre optique utilisé à Port-Douvot.</p>	130
<p>Figure III. 9. Localisation du profil ERT réalisé sur Port-Douvot dans l’axe parallèle au Doubs avec la position de l’électrode n°1 (E1) et de l’électrode n°36 (E36).</p>	132
<p>Figure III. 10. Déformation des lignes d’écoulement provoquée par la présence d’un ouvrage et de son massif filtrant, d’après Piccinini et al, (2016).</p>	134
<p>Figure III. 11. Coupe schématique transversale d’un câble de fibre (FO) optique utilisé à Port-Douvot.</p>	135
<p>Figure III. 12. Décomposition de la lumière émise par un laser (par une unité DTS) dans une fibre optique avec les différents types de rétrodiffusion (Rayleigh, Raman et Brillouin), modifiée d’après le manuel d’utilisateur du DITEST (Vision interrogator, Omnisens).</p>	136
<p>Figure III. 13. Schéma général du dispositif expérimental mis en place sur le terrain pour chaque campagne de mesure DTS (Raman et Brillouin).</p>	138
<p>Figure III. 14. Matériel utilisé sur le terrain : a) XT DTS (rétrodiffusion RAMAN), b) DITEST (rétrodiffusion Brillouin), c) bacs de référence utilisés, d) heatpulse.</p>	139
<p>Figure III. 15. Courbe type de la variation de température ΔT (°C) en fonction du temps t (s) en un point de la FO en mesures actives (avec heatpulse), en milieu poreux saturé, d’après Simon et Bour, (2022).</p>	141
<p>Figure III. 16. Schéma d’acquisition sur le terrain pour la première campagne (octobre 2021), sur les lignes perpendiculaire et parallèle au Doubs.</p>	144

Figure III. 17. Schéma d'acquisition sur le terrain de la seconde campagne (avril 2023), sur la ligne parallèle au Doubs, dans l'axe des piézomètres PZ7-PZ8.	145
Figure III. 18. Profil ERT parallèle au Doubs dans l'axe des ouvrages PZ6-Puits. Les logs des forages sont indiqués.	147
Figure III. 19. Position du point de carottage sur le site de Port-Douvot.	148
Figure III. 20. Présentation des tronçons T1 à T3 de la carotte de sédiments.....	149
Figure III. 21. Présentation des tronçons T4 à T6 de la carotte de sédiments.....	150
Figure III. 22. Illustration des paliers enchainés réalisés dans le cadre de l'essai de puits du 15/03/2022.....	152
Figure III. 23. Courbe caractéristique du puits pouvant permettre la détermination du débit critique.	153
Figure III. 24. Evolution des rabattements S (m) en fonction du logarithme du temps (s) dans le puits durant toute la phase de pompage (2h30min).	154
Figure III. 25. Evolution des rabattements S (m) en fonction du logarithme du temps (s) dans les piézomètres d'observation PZ3 et PZ5.	155
Figure III. 26. Evolution des rabattements S (m) en fonction du logarithme du temps (s) dans les piézomètres d'observation PZ1 et PZ7.	156
Figure III. 27. Représentation log-log de la courbe temps-rabattement du puits.....	157
Figure III. 28. Interprétation des rabattements en m (displacement) en fonction du temps en s (time) au PZ3 avec le modèle de Theis (1935) sur AQTESOLV.	157
Figure III. 29. Interprétation des rabattements en m (displacement) au PZ5 en fonction du temps en s (time) avec le modèle de Theis (1935) sur AQTESOLV.	158
Figure III. 30. Courbes d'évolution de la conductivité électrique ($\mu\text{S}/\text{cm}$) au cours du temps (min) dans les piézomètres PZ5, PZ1, PZ3 et PZ7 (données issues des CTD-Diver SDEC).....	160
Figure III. 31. Courbes $\text{Ln}(C_t/C_0)$ en fonction du temps (s).	162
Figure III. 32. Evolution de la température ($^{\circ}\text{C}$) le long du câble de FO en fonction de la distance (m), pour les lignes perpendiculaire et parallèle au Doubs, avant et pendant la chauffe avec le heatpulse.	165
Figure III. 33. Variations de la température ΔT ($^{\circ}\text{C}$) en un point du câble de FO au cours du temps (s), au droit du PZ5 (conditions naturelles) et au droit du PZ6 (conditions de pompage). Les trois phases typiques sont indiquées. Les mesures DTS sur la FO à PZ5 ont été marquées par une brève coupure de courant.....	166
Figure III. 34. Distribution de la conductivité thermique λ ($\text{W}/\text{m}/\text{K}$) interprétée le long du câble de FO sur la section chauffée, en fonction de la distance (m), au niveau du PZ6 ainsi que la RMSE ($^{\circ}\text{C}$).	167
Figure III. 35. Portion de la FO au droit du PZ6 qui traverse la ZNS et la ZS, se traduisant par une augmentation de la conductivité thermique λ ($\text{W}/\text{m}/\text{K}$) avec la profondeur.	168
Figure III. 36. Distribution des flux q (m/s) interprétés le long du câble de FO immergé au niveau du PZ6, en fonction de la distance (m) ainsi que la RMSE ($^{\circ}\text{C}$).	169
Figure III. 37. Courbes d'évolution de la température ($^{\circ}\text{C}$) en fonction du temps (min) pour les 5 puits de FO dans la nappe alluviale, issues du DITEST.....	170
Figure III. 38. Distribution de la conductivité thermique λ ($\text{W}/\text{m}/\text{K}$) le long du câble de FO situé dans la nappe alluviale pour les 3 puits de FO chauffés par le heatpulse. La section immergée du câble est précisée.	171
Figure III. 39. Distribution des flux q (m/s) interprétés par le modèle MILS, le long du câble de FO immergé dans la zone-saturée de la nappe alluviale, pour les puits de FO 2-3-4.	172

Liste des tableaux

Tableaux du Chapitre 2 :

Tableau II. 1. Débits des pompes pour les puits AEP des différentes sous-stations du champ captant.	68
Tableau II. 2. Synthèse des conductivités hydrauliques K (m/s) et des transmissivités T (m^2/s) interprétées des essais de pompages menés sur les puits du champ captant en 1994-1995 (LRPC, 2004).	72
Tableau II. 3. Liste des profils ERT réalisés sur le champ captant entre 2017 et 2023.	74
Tableau II. 4. Paramètres de calibration en régime permanent, leur valeur initiale, borne minimale et maximale. C : conductance (m^2/s), K : conductivité hydraulique (m/s)	99
Tableau II. 5. Côte piézométrique des puits P23, P18, P33 (m NGF) en conditions hydrologiques normales (Q_{ALLIER} Vic-le-Comte = $30 m^3/s$), en étiage extrême et rythme de pompage de 12 h (Q_{ALLIER} Vic-le-Comte = $2 m^3/s$), en étiage extrême et rythme de pompage de 20 h (Q_{ALLIER} Vic-le-Comte = $2 m^3/s$).....	110
Tableau II. 6. Côte piézométrique (m NGF) des puits P23, P18, P33 en conditions hydrologiques classiques (Q_{ALLIER} Vic-le-Comte = $30 m^3/s$), avec une incision de l'Allier de 1 m, un étiage extrême et un rythme de pompage de 12h (Q_{ALLIER} Vic-le-Comte = $2 m^3/s$), avec une incision de l'Allier de 1m, un étiage extrême et un rythme de pompage de 20h (Q_{ALLIER} Vic-le-Comte = $2 m^3/s$).	112

Tableaux du Chapitre 3 :

Tableau III. 1. Classification granulométrique USDA modifiée d'après (Carter and Gregorich, 2008).	121
Tableau III. 2. Synthèse des informations des ouvrages du site de Port-Douvot (*TN : Terrain Naturel).	127
Tableau III. 3. Caractéristiques des 4 paliers de l'essai de puits du 15/03/2023.	153
Tableau III. 4. Niveaux piézométriques statiques, mesurés avant le début de l'essai.	154
Tableau III. 5. Synthèse des paramètres hydrodynamiques T et S interprétés par le modèle de Theis (1935).	158
Tableau III. 6. Synthèse des données expérimentales nécessaires à l'interprétation de chaque traçage : la hauteur d'eau (m) dans l'ouvrage testé, le volume de dilution total (I), l'EC au pic d'injection ($\mu S/cm$, valeur corrigée), la concentration initiale C_0 de NaCl et l'équation de la droite de calibration pour convertir l'EC corrigée à la concentration de NaCl $C(t)$	160
Tableau III. 7. Synthèse des vitesses interprétées pour chaque test de dilution ponctuel.	162
Tableau III. 8. Vitesses de circulation de nappes alluviales (en m/j et en m/s) issues de la littérature avec la source de l'étude, le type d'aquifère et les flux collectés.	163
Tableau III. 9. Gammes de conductivités thermiques λ typiques pour différents types de sédiments, d'après Stauffer et al., (2013).	167
Tableau III. 10. Tableau récapitulatif de l'ensemble des flux q (m/s) mesurés à Port-Douvot.	173

Introduction générale : évolution de la ressource en eau face au changement global à différentes échelles spatiales. Focus sur les hydrosystèmes alluviaux

L'ensemble des activités humaines repose en grande majorité sur l'utilisation de l'eau et son prélèvement dans le milieu naturel (Gleick, 1996). Ainsi, à l'échelle mondiale, 67% des prélèvements souterrains sont réalisés pour l'irrigation, 22% pour l'usage domestique et 11% pour l'usage industriel (Smith et al., 2016). Or, depuis les débuts de l'ère industrielle (1850's), l'accroissement des activités humaines a engendré une augmentation de la concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère (Ledley et al., 1999), provoquant un dérèglement global du climat avec comme conséquence une perturbation du cycle hydrologique (Trenberth, 1999, 2011). Les épisodes extrêmes (sécheresses et crues) sont notamment amplifiés (Sena et al., 2012 ; Modarres et al., 2016 ; Krishnan et al., 2020).

L'un des principaux défis pour les gestionnaires de l'eau est de savoir comment intégrer les informations très incertaines sur le changement climatique potentiel, provenant des modèles mondiaux, dans les modèles de gestion de l'eau à l'échelle locale et régionale ainsi que dans les outils d'aide à la planification locale (Groves et al., 2008). En effet, l'eau est utilisée pour satisfaire différents besoins : eau potable, eau industrielle, irrigation, production d'énergie et services environnementaux. L'objectif pour les gestionnaires est de faire concorder besoins et apports et d'anticiper les modifications de ce bilan pour éviter les conflits d'usages ou tout au moins les tensions. Cependant, dans beaucoup de régions du monde déjà, la diminution de la ressource des hydrosystèmes (rivières et aquifères), a déjà été constatée (Dettinger et al., 2015 ; Arfanuzzaman and Atiq Rahman, 2017 ; Devineni et al., 2022 ; Prins et al., 2022 ; Pierrat et al., 2023 ; Ruess et al., 2023 ; Zhang et al., 2023). L'augmentation de la population provoque une augmentation des besoins, ce qui se répercute sur les différents usages de l'eau.

D'ici 2050, les limites de débit environnementaux pour le maintien des écosystèmes en bonne santé pourraient être atteintes pour environ 42 à 79 % des bassins hydrographiques dans lesquels il y a des pompes d'eaux souterrains (de Graaf et al., 2019).

Parmi les différentes ressources en eau exploitées à travers le monde, les hydrosystèmes alluviaux sont intensément utilisés pour subvenir à ces différents besoins. Ce sont des nappes proches de la surface, connectées à un cours d'eau et présentant des propriétés hydrodynamiques intéressantes (Hiscock and Grischek, 2002 ; Foster and Chilton, 2003 ; Owen

and Dahlin, 2005 ; Moyce et al., 2006 ; Levy et al., 2011; Thierion et al., 2012 ; Baillieux et al., 2014; Walker et al., 2018).

La connexion à la rivière de l'aquifère impose d'instaurer une gestion à l'échelle du bassin versant. Il correspond à l'aire géographique totale sur laquelle toutes les précipitations entrantes sont drainées vers un seul et même exutoire superficiel ou souterrain (Edwards et al., 2015). Les précipitations constituent le flux entrant principal tandis que les flux sortants correspondent à l'évapotranspiration et au débit à l'exutoire (Smerdon et al., 2009). La différence entre les flux entrants et sortants constitue un stock d'eau temporaire dans le bassin versant qui prend la forme d'aquifères, de lacs, de glaciers ou d'une humidité retenue par la végétation (Healy et al., 2007). Ce sont ces différents stocks qui sont exploités pour subvenir aux besoins des activités socio-économiques locales ou utilisés par l'environnement. La compréhension de l'évolution de ces stocks et transferts d'eau au niveau des bassins versants est donc cruciale afin d'optimiser la gestion de la ressource en eau des hydrosystèmes alluviaux, face au changement global.

Pour comprendre les interactions entre les masses d'eau superficielles et souterraines des hydrosystèmes alluviaux, notamment en régime d'exploitation, des modèles numériques peuvent être élaborés. Il est donc nécessaire d'effectuer un changement d'échelle et de se focaliser sur une portion de la nappe alluviale. Une étude sur des infrastructures telles que les champs captant, destinés à l'alimentation des grandes villes (Sahagún-Covarrubias et al., 2022 ; Rödiger et al., 2023 ; Saftner et al., 2023 ; Yang et al., 2023), peut permettre d'évaluer l'impact des prélèvements souterrains intensifs : 1) sur la quantité et la qualité de l'eau souterraine, notamment en période estivale ; 2) sur le débit de la rivière associée. Le débit de base de la rivière entre deux événements pluvieux étant souvent soutenu par les eaux souterraines (Hall, 1968 ; Cable Rains et al., 2006 ; Winter, 2007 ; Cook, 2015 ; Lapidés et al., 2023) et peut être réduit à cause des prélèvements souterrains ; 3) sur les interaction nappe/rievière (Négre et al., 2003; Martínez-Santos et al., 2010) tant du point de vue hydrochimique qu'hydrodynamique.

Enfin, à l'échelle même des alluvions, les propriétés hydrodynamiques peuvent s'avérer très hétérogènes dans toutes les directions de l'espace (Weissmann et al., 2002 ; Yin et al., 2023) et avoir un impact direct sur les propriétés de transport du milieu (Painter et al., 2001 ; Sarris et al., 2018). Différentes méthodes peuvent être utilisées afin de mettre en évidence ces hétérogénéités à une échelle inférieure au mètre et ainsi, mieux comprendre comment ces dernières influent sur le comportement de la nappe alluviale.

En outre, pour mieux contraindre l'impact du changement global sur les hydrosystèmes alluviaux et pour arriver à une gestion raisonnée et durable de l'eau, il est nécessaire de considérer toutes les échelles d'observation, depuis le bassin versant, jusqu'aux alluvions, en passant par la nappe alluviale.

Le cas du bassin versant de la rivière Allier (France, Massif Central) se prête très bien à ce type d'exercice. L'Allier est une rivière très réactive face au déficit de précipitations, notamment sur la partie aval de son bassin versant. Il en résulte des débits d'étiages de plus en plus faibles. Pour pallier à ce problème, le réservoir de Naussac est utilisé depuis 1983. Il permet de maintenir les débits de basses-eaux de l'Allier à un seuil suffisant pour assurer les différents usages : l'environnement, l'énergie, l'agriculture, les industries mais aussi l'approvisionnement en eau potable. La conséquence de cette manne d'eau supplémentaire est une modification des usages, notamment agricoles, avec une extension des surfaces irriguées, occupées par des cultures plus gourmandes en eau. La diminution constatée des précipitations et des débits ces 20 dernières années, poussent les acteurs de l'eau à revoir leur gestion, tant à l'échelle du bassin versant de l'Allier qu'à celle des sites de production d'eau potable.

Afin de donner des clés de gestion à ces acteurs, nous nous proposons d'étudier l'hydrosystème Allier à différentes échelles spatiales. Le premier chapitre de ce mémoire présente ainsi une étude à l'échelle du bassin versant de l'Allier (14 300 km²) au niveau duquel un modèle pluie-débit (GARDENIA) a été constitué : 1) pour établir un bilan hydrologique entre les flux entrants (recharge, ruissellement, affluents, lâchers de barrage du réservoir de Naussac) et sortants (évapotranspiration, débit de l'Allier à l'exutoire, les prélèvements par usages) et 2) pour prédire son comportement futur selon différents scénarii climatiques.

Le deuxième chapitre présente une descente d'échelle pour se placer au niveau de la nappe alluviale, en prenant le champ captant du Val d'Allier comme cas d'étude. Ce site de pompage, d'une superficie de 2 km², est constitué de 71 puits fournissant 8 millions de mètres cubes d'eau potable par an, à la ville de Clermont-Ferrand. Un modèle numérique (MODFLOW) a été élaboré et calibré, puis utilisé afin de tester différents scénarii de gestion. Ils intègrent notamment la problématique des étiages sévères et de l'enfoncement de la rivière dans son lit.

Un troisième et dernier chapitre est consacré à l'étude de l'hétérogénéité du milieu alluvial à partir de différentes techniques d'investigations (géophysique, pompages d'essai, traçages, mesures distribuées de température).

Ce travail est réalisé dans le cadre du Système d'Observation AUVERWATCH (SNO H+, IR OZCAR, eLTER). Cette thèse est financée par l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne et par l'I-SITE CAP20-25.

Chapitre 1. Echelle du bassin versant

Evolution passée et future du bilan hydrologique du bassin versant de la rivière

Allier

La gestion de l'eau en France et dans les pays européens se fait par l'intermédiaire des SDAGES (Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion de l'Eau) et de leur déclinaison locale ; les SAGES (Schéma d'Aménagement et de Gestion de l'Eau). Ces derniers constituent des outils de planification, institués par la Loi sur l'Eau de 1992 dont l'objectif est d'aboutir à une gestion équilibrée et durable de la ressource en eau sur un territoire cohérent : le bassin versant. Leur objectif est ainsi de concilier la satisfaction et le développement des différents usages de l'eau ainsi que la protection des milieux aquatiques, en tenant compte des spécificités du territoire.

Dans le cas du bassin de la rivière l'Allier, la diminution accrue d'une ressource en eau qui satisfait de nombreux usages (l'énergie, l'agriculture, les industries, l'eau potable), inquiète les gestionnaires. Notre étude se propose donc de modéliser la répartition de la ressource entre les différents usages à l'échelle du bassin, de rendre compte de son évolution au cours des 20 dernières années et de simuler les modifications futures en réponse aux impacts anthropiques (dont le changement climatique). Ces forçages ayant de multiples conséquences sur le cycle hydrologique (diminution des précipitations, des débits d'étiages, des niveaux piézométriques), il est donc nécessaire d'intégrer dans ce type d'étude une dimension territoriale.

Ce premier chapitre présente ainsi les résultats obtenus à l'échelle du bassin versant de la rivière Allier. Il débute par une présentation du contexte et des enjeux de gestion sur ce territoire et se poursuit par l'article de (Labbe et al., 2023), centré sur la modélisation du bilan hydrologique actuelle (2000-2020) et future (2030-2070) du bassin de l'Allier sous GARDENIA.

1. Le bassin versant de la rivière Allier

1.1 Contexte géographique et géologique

Le bassin versant de la rivière Allier fait partie du grand bassin hydrographique Loire-Bretagne (**Figure I. 1a**). Ce dernier occupe une superficie de 117 000 km² soit 20% du territoire français (Moatar et al., 2022). Il est drainé par la Loire qui est l'un des plus importants hydrosystèmes fluviaux de France (Négrel et al., 2003), s'étalant sur 1012 km de long. Le bassin versant de l'Allier quant à lui, occupe une surface de 14 310 km² et s'étend sur toute l'Auvergne du nord près de Nevers jusqu'au sud à Langogne, à proximité des Cévennes.

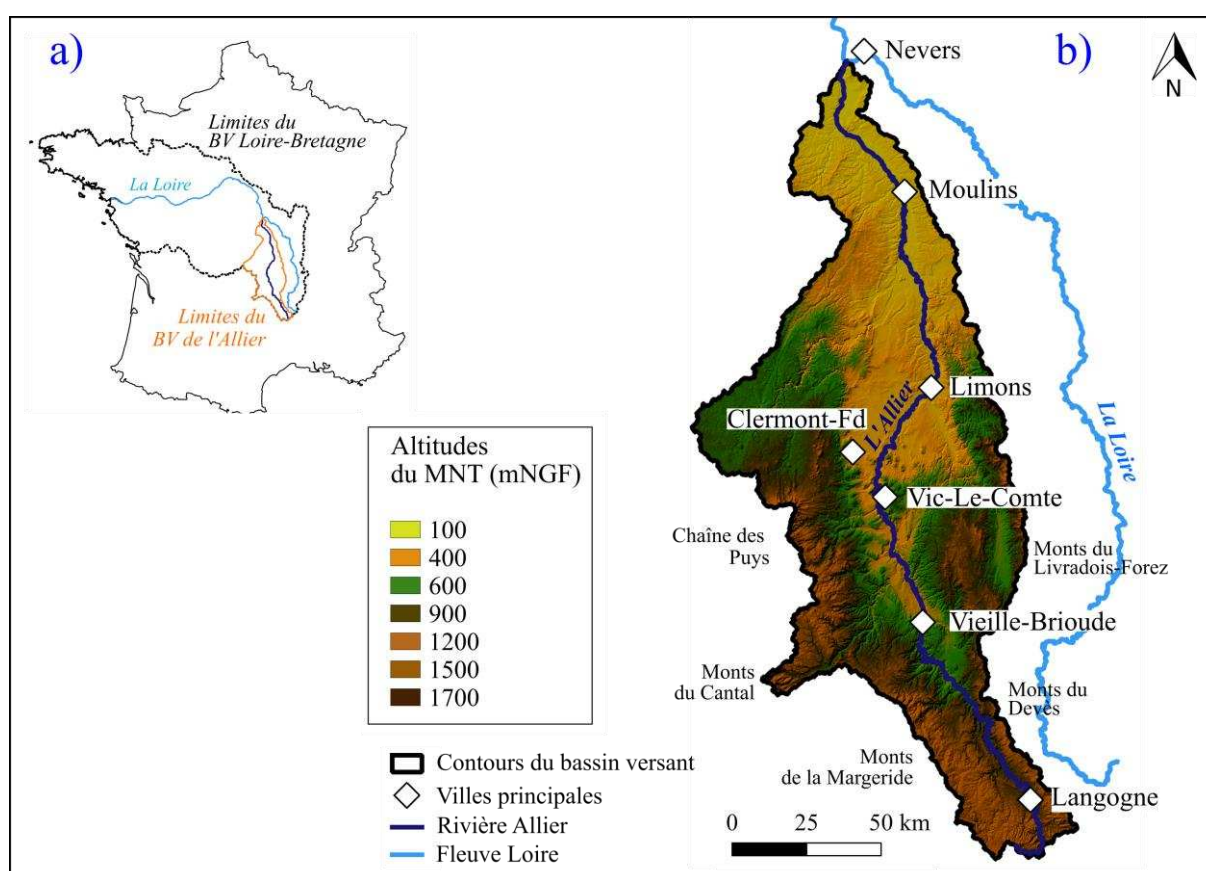


Figure I. 1. a) Localisation du bassin versant de la rivière Allier dans les limites du grand bassin Loire-Bretagne, en France ; b) carte topographique du bassin versant de la rivière Allier.

Il est délimité topographiquement par la Margeride, les monts du Cantal et la Chaîne des Puys sur sa façade ouest, ainsi que le Devès et les monts Livradois-Forez à l'est (**Figure I. 1b**). Du sud au nord, la répartition des altitudes est contrastée ; l'ensemble des reliefs qui entoure le bassin est situé entre 900 et 1700 m NGF. La zone médiane, de largeur croissante vers le nord, correspond à la plaine de la Limagne, située entre 100 et 400 m NGF.

Cette topographie est directement liée à la géologie du Massif Central (**Figure I. 2**), qui est composée de trois grandes entités : un socle cristallin ancien aplani (entités plutoniques et métamorphiques), des plaines et dépressions sédimentaires et des édifices volcaniques surimposés à la topographie (Livet, 2006). La plaine de la Limagne correspond à un fossé d'effondrement (graben) comblé de sédiments oligocènes lacustres et marins, de nature marno-calcaire. Elle peut atteindre 3500 mètres d'épaisseur par endroits (Merle et al., 2023).

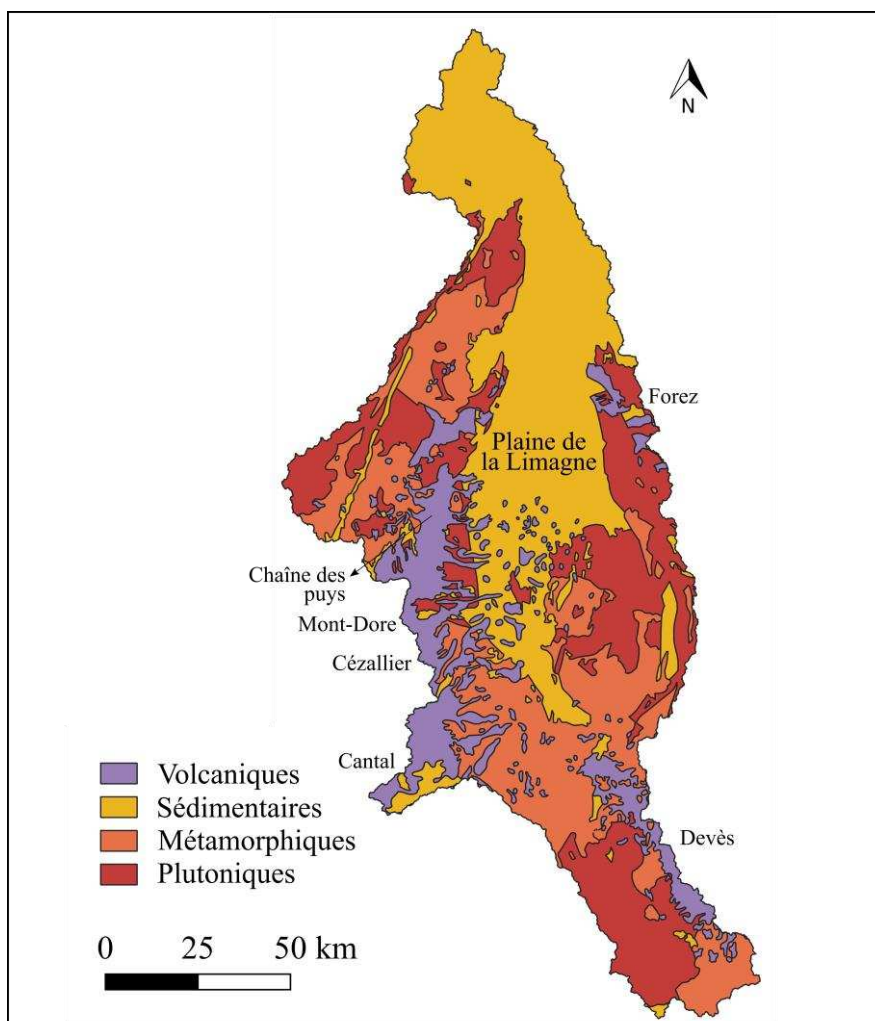


Figure I. 2. Principales entités géologiques dans les limites du bassin versant de la rivière Allier (données issues des cartes harmonisées 1-100 000^{ème} du BRGM).

Parmi les différents reliefs encadrant le plateau de la Limagne, nous retrouvons différentes formations volcaniques comme les édifices de la Chaîne des Puy (150 000-3500 ans), le Mont-Dore (2.5-0.2 Ma), le Cézallier (8-3 Ma), le Cantal (11-3 Ma) sur la façade ouest du bassin versant ainsi que le Devès (2.7-0.6 Ma) et enfin le Forez sur la façade est (15-13 Ma). Les âges mentionnés sont issus de Nehlig et al., (2003).

Certains édifices volcaniques se sont mis en place directement dans le graben de la Limagne au Miocène, à la fin de la phase de sédimentation (Michon, 2000). Une grande partie des reliefs est constituée par le socle hercynien, il s'agit de roches métamorphiques et plutoniques (e.g. le massif granitique de la Margeride au sud-ouest ou les Monts du Forez à l'est).

1.2 Contexte climatique

1.2.1 Contrastes climatiques entre le Haut-Allier et l'Allier Aval

Le bassin versant de l'Allier se situe au carrefour des influences des masses d'air océaniques atlantiques, continentales au nord et méditerranéennes au sud (Bertrand et al., 2008).

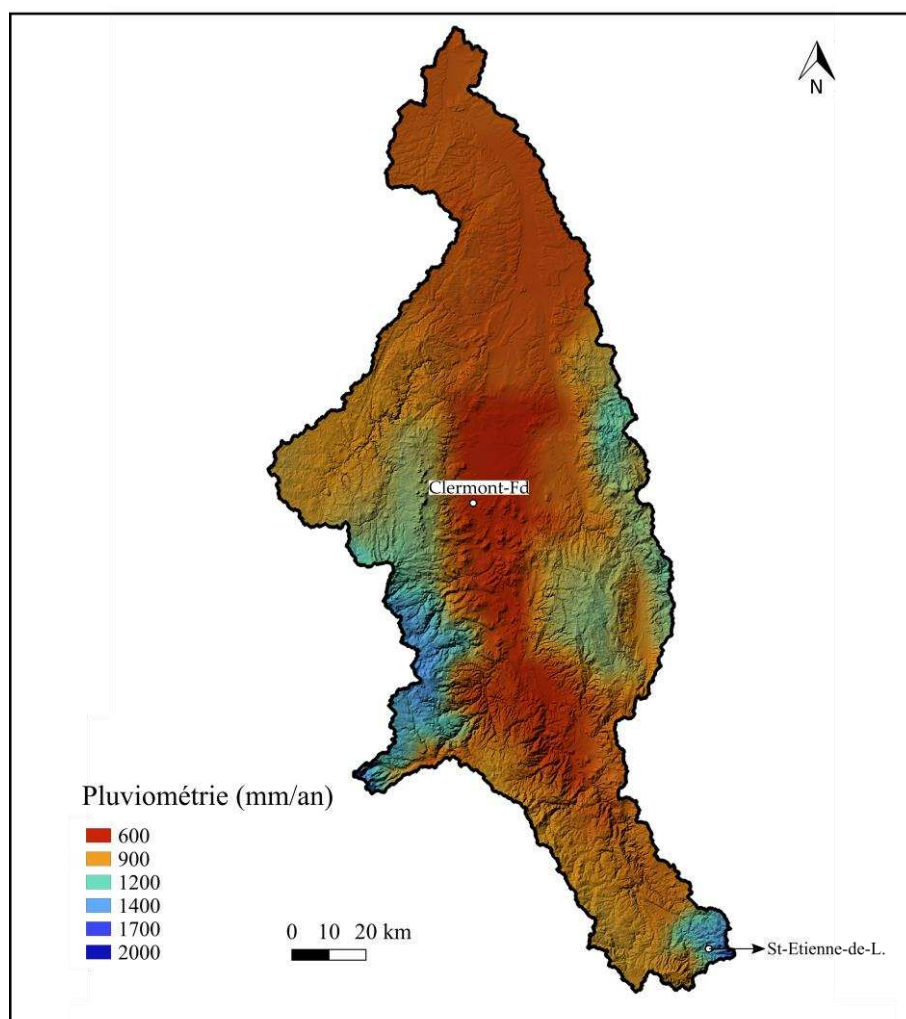


Figure I. 3. Répartition spatiale des précipitations annuelles moyennes sur l'ensemble du bassin versant de l'Allier (données de Météo-France pour la période 1976-2005).

La topographie du bassin de l'Allier et notamment l'orientation majoritaire nord-sud des reliefs, forment une barrière aux influences atlantiques. Ceci entraîne une forte hétérogénéité de la répartition spatiale des cumuls annuels de précipitations (**Figure I. 3**).

Le bassin de l'Allier reçoit ainsi entre 1200-1400 mm/an sur les reliefs à l'ouest et au sud-est et moins de 600 mm/an au niveau de la plaine de Limagne. Les reliefs sont marqués par un effet d'altitude qui se traduit par une plus forte pluviométrie (les masses d'air se refroidissent en s'élevant et se condensent). Au contraire, les plaines subissent un effet de foehn qui se traduit par une arrivée de masses d'air, qui deviennent plus chaudes et plus sèches (Boivin et al., 2015).

La répartition temporelle des précipitations est également très variable. La **Figure I. 4a** montre une forte influence continentale à la station de Clermont-Ferrand (330 m NGF), caractérisée par une sécheresse hivernale et par de fortes précipitations au printemps et en été (Boivin et al., 2015). Le cumul mensuel moyen de précipitations est le plus important au mois d'août avec 70 ± 40 mm, tandis qu'en février, les cumuls sont les plus faibles avec 16 ± 7 mm en moyenne. Les saisons sont également marquées par des écarts thermiques importants. La température annuelle moyenne de l'air à Clermont-Ferrand est de $12.1 \pm 0.7^\circ\text{C}$ (2000-2020), le mois de juillet étant le plus chaud avec $20.6 \pm 1.7^\circ\text{C}$ et le mois de janvier est le plus froid avec $4.1 \pm 2.1^\circ\text{C}$, en moyenne. Les variations de l'Evapotranspiration Potentielle (ETP), calculées avec la méthode de Oudin et al., (2005), sont directement reliées à la température de l'air. L'ETP moyenne à Clermont-Ferrand (**Figure I. 4b**) est donc de 740 ± 26 mm/an. Le mois de juillet étant le plus chaud, l'ETP est alors à son maximum à 133 ± 33 mm.

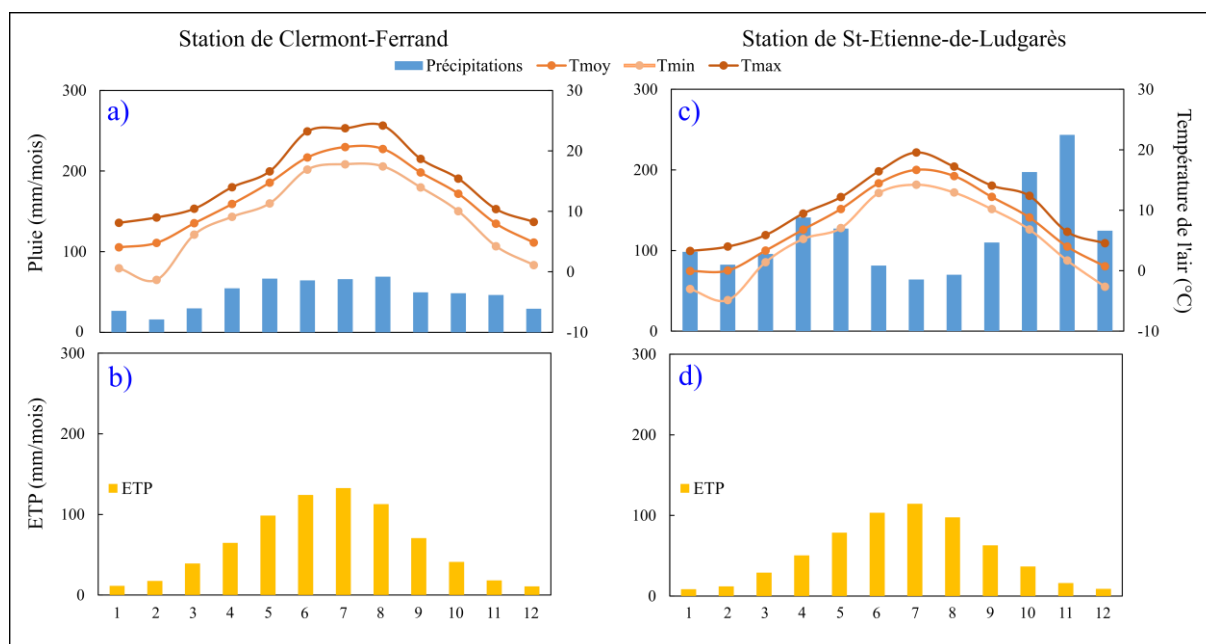


Figure I. 4. Evolution de la température ($^\circ\text{C}$), la hauteur de pluie et l'ETP mensuelles (mm) moyennées sur la période 2000-2020 aux stations Météo-France de a-b) Clermont-Ferrand, c-d) St-Etienne-de-Ludgarès.

A St-Etienne-de-Ludgarès (1022 m NGF) au sud du bassin versant, les précipitations annuelles sont en moyenne de 1400 ± 340 mm/an, avec une répartition mensuelle différente de celle de Clermont-Ferrand (**Figure I. 4c**). En effet, juillet et août sont les mois les moins arrosés avec 64 ± 44 mm et 70 ± 41 mm respectivement, tandis que novembre est très pluvieux avec 240 ± 160 mm en moyenne, en raison d'une forte contribution des pluies cévenoles en automne. La température annuelle moyenne de l'air est de $7.7 \pm 0.8^\circ\text{C}$ (2000-2020), avec un maximum de $16.7 \pm 1.5^\circ\text{C}$ en juillet et un minimum de $-0.1 \pm 2.0^\circ\text{C}$ en janvier. L'amplitude thermique est donc plus importante au niveau de la plaine de la Limagne. De même, l'ETP annuelle moyenne est de 620 ± 30 mm avec un maximum en juillet de 115 ± 8 mm (**Figure I. 4d**).

L'ETP plus faible et les précipitations plus abondantes dans le Haut-Allier vont permettre de produire des pluies efficaces en plus grande quantité au contraire du bassin Allier aval, pour lequel l'ETP annuelle est parfois supérieure aux précipitations.

1.2.2 Impact du changement climatique sur les températures de l'air à Clermont-Ferrand (1945-2022)

A la station Météo-France de Clermont-Ferrand, les relevés de températures moyens journaliers (T_a) entre 1945 et 2022 illustrent l'influence du changement climatique sur le bassin de la Limagne (**Figure I. 5**). Sur cette période, la valeur moyenne de T_a est de $11.3 \pm 0.9^\circ\text{C}$. L'année 2022 est l'année la plus chaude enregistrée avec $T_a = 13.7^\circ\text{C}$ (soit $+2.3^\circ\text{C}$ au-dessus de la moyenne).

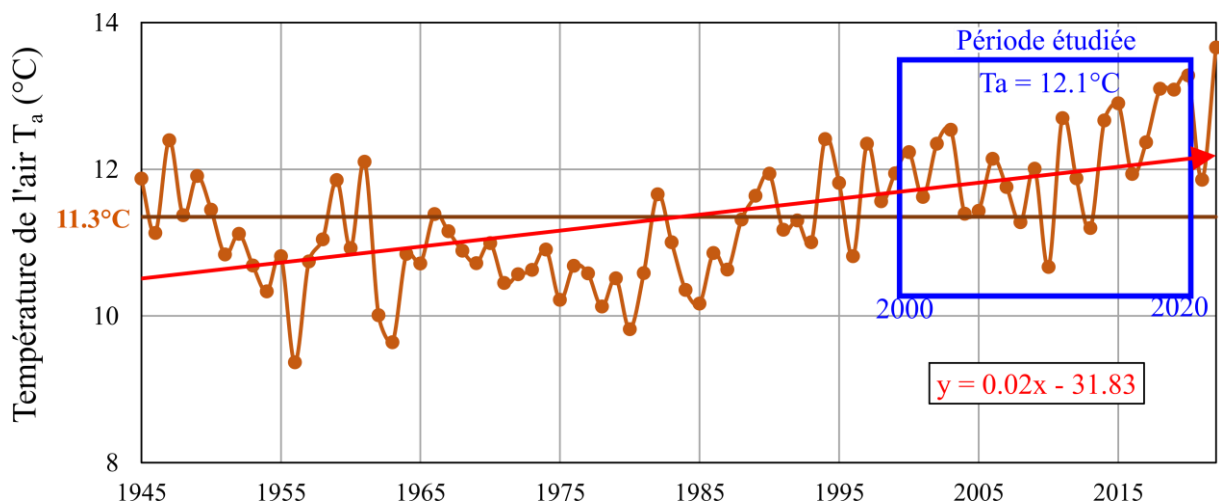


Figure I. 5. Evolution entre 1945 et 2022 des températures annuelles moyennes de l'air T_a ($^\circ\text{C}$) à la station Météo-France de Clermont-Ferrand. La flèche rouge représente la droite de régression linéaire. Le cadre bleu montre la période d'étude pour l'article Labbe et al., (2023).

Entre 1945 et 2022, T_a augmente de $0.02^\circ\text{C}/\text{an}$, soit $+1.5^\circ\text{C}$ en 77 ans. La période 2000-2020, sur laquelle notre étude s'est concentrée présente des températures de l'air en général supérieures à T_a calculée sur 1945-2022. Sur cette période plus courte, T_a augmente de $0.05^\circ\text{C}/\text{an}$, démontrant une accélération du réchauffement climatique par rapport à l'ensemble de la période 1945-2022.

1.2.3 Impact du changement climatique sur les précipitations et sur l'Evapotranspiration Potentielle dans le bassin aval (2000-2020)

Dans le bassin aval, les précipitations annuelles moyennes (calculées à partir de l'ensemble des stations présentes sur le bassin versant, sur 2000-2020) sont de 770 ± 130 mm/an, elles diminuent de 11.8 mm/an. L'ETP annuelle moyenne est de 710 ± 30 mm/an et augmente de 2.5 mm/an (**Figure I. 6**).

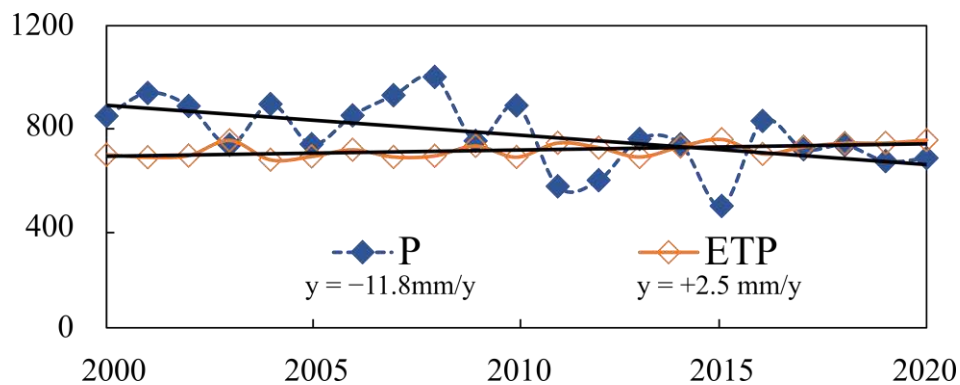


Figure I. 6. Evolution des précipitations P et de l'ETP (mm/an) calculé avec la méthode de Oudin (Oudin et al., 2005) sur l'ensemble du bassin versant aval (entre Vieille-Brioude et Limons).

Le concept d'ETP est très important dans le bilan hydrologique, il s'agit de la quantité d'évapotranspiration qui aurait lieu si la réserve d'eau disponible était illimitée (Hasenmueller and Criss, 2013). Son calcul dépend essentiellement de la température de l'air, c'est pourquoi l'ETP tend à augmenter ici. Il représente la demande évaporative de l'atmosphère. Ainsi, plus ETP augmente, plus l'ETR (l'Evapotranspiration Réelle) est susceptible d'augmenter, selon la quantité de la ressource disponible (dans les sols, lacs, réservoirs superficiels etc.).

Dans le cas du bassin de l'Allier, la recharge des nappes diminue, ce qui vient principalement de la diminution des précipitations efficaces à l'échelle du bassin (Labbe et al., 2023).

1.3 Contexte hydrologique

La rivière Allier s'écoule depuis le sud vers le nord du bassin versant, elle prend sa source à 1473 m NGF près du Moure de la Gardille en Lozère et se jette dans la Loire près de Nevers à 167 m NGF, au Bec d'Allier (**Figure I. 7a**). L'Allier compte trois affluents majeurs : l'Alagnon (source dans les Monts du Cantal), la Dore (source dans les Monts du Livradois) et la Sioule (source dans le massif des Monts Dore).

L'Allier s'écoule d'abord sur le socle hercynien dans le Haut-Allier (jusqu'à Vieille Brioude), dans des gorges serrées à pente forte. Elle rencontre ensuite la plaine sédimentaire de Limagne où la pente est plus faible. La **Figure I. 7a** présente également l'évolution du module de l'Allier (débit moyen interannuel en m^3/s sur l'ensemble des données disponibles) depuis l'amont (Langogne) vers l'aval (Nevers).

Ce module augmente logiquement depuis l'amont ($7.9 \text{ m}^3/\text{s}$ à Langogne) vers l'aval ($138 \text{ m}^3/\text{s}$ au Bec d'Allier) en passant par $68.2 \text{ m}^3/\text{s}$ à Limons. Dans le cadre de cette étude, nous avons limité notre analyse à la partie du bassin de l'Allier située entre sa source et la station hydrométrique de Limons. Cette dernière est considérée comme l'exutoire principal de notre zone d'étude.

Pour la période 2000-2020, le débit de l'Allier est en diminution de $-20.8 \text{ Mm}^3/\text{an}$ (volume total annuel), en lien avec la diminution des précipitations à l'échelle du bassin aval constatée sur la **Figure I. 6**. Mais, il est important de prendre en compte le fait que le débit de l'Allier n'est pas naturel toute l'année et notamment en période estivale, pendant laquelle il est soutenu par les lâchers du barrage de Naussac, en fonctionnement depuis 1983 (**Figure I. 7b**).

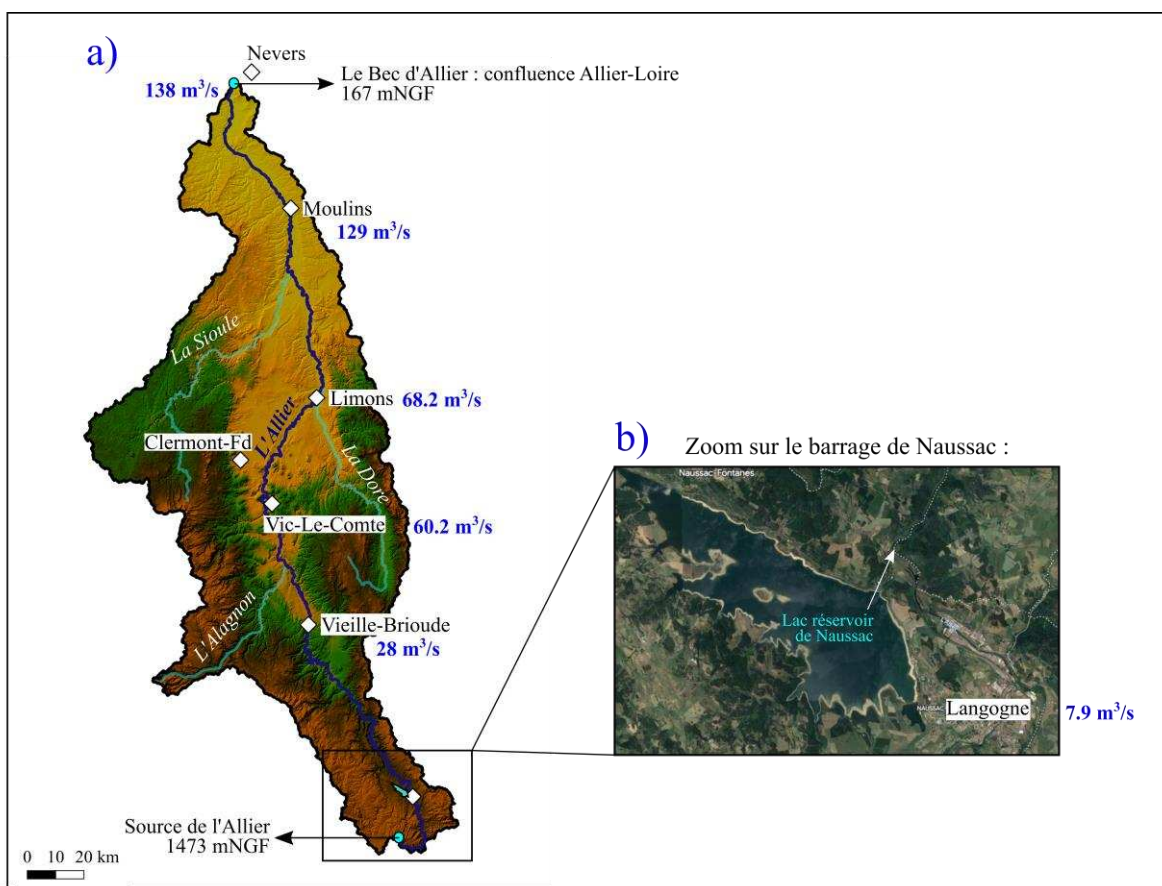


Figure I. 7. Contexte hydrologique du bassin versant de la rivière Allier avec a) l'Allier et ses principaux affluents ; b) zoom sur le barrage de Naussac (image Google Earth). Les débits (m^3/s) mentionnés correspondent aux modules interannuels caractéristiques de chaque station hydrométrique (Langogne, Vieille-Brioude, Vic-le-Comte, Limons, Moulins et le Bec d'Allier).

En effet, la rivière Allier a connu des étiages historiquement bas avant 1983, où le débit a pu diminuer jusqu'à $0.5 m^3/s$ à Vieille-Brioude et à $2.8 m^3/s$ à Limons. Or, l'apport du débit de l'Allier vers la Loire est crucial afin d'assurer le refroidissement des centrales nucléaires de Belleville (Cher) et de Dampierre (Loiret).

Avec Naussac, l'Etablissement Public Loire (EPL, propriétaire du barrage), s'assure que le débit de l'Allier à Vieille-Brioude reste au minimum à $6 m^3/s$ et entre $10-14 m^3/s$ à Vic-le-Comte. Ce sont les débits objectifs d'étiage (DOE) qui ont été définis par le Schéma d'Aménagement de Gestion des Eaux du bassin Allier Aval (SAGEAA).

En moyenne, $60 Mm^3/an$ ont été lâchés par le barrage de Naussac dans l'Allier sur 2000-2020, mais avec de fortes variations interannuelles. En 2003 par exemple, une année marquée par une importante canicule, le réservoir de Naussac a été entièrement vidé. La vidange de 2005 correspond à une phase de travaux sur le barrage (**Figure I. 8**), ce qui permet d'estimer que le temps de remplissage complet du barrage ($185 Mm^3$) est de 2 ans.

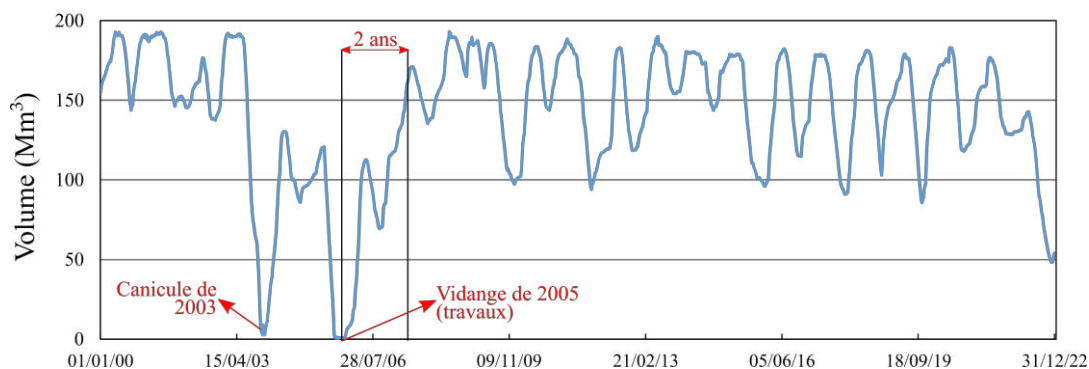


Figure I. 8. Variations du volume (Mm^3) stocké dans le réservoir du barrage de Naussac (données fournies par l'Etablissement Public Loire).

La **Figure I. 9** présente ainsi les variations moyennes journalières du débit de l'Allier à Limons en m^3/s , en comparaison des précipitations à Clermont-Ferrand (**Figure I. 9a**) et à St-Etienne-de-Ludgarès, sur 2000-2020 (**Figure I. 9b**). Les variations du débit de l'Allier à Limons semblent plus réactives aux précipitations du Haut-Allier qu'à celles de l'Allier Aval, démontrant ainsi une plus forte contribution de la partie amont du bassin versant sur le régime de la rivière en aval, notamment en période hivernale (hautes-eaux). Cela se voit notamment sur les crues automnales provoquées par les épisodes de pluies cévenoles affectant surtout le Haut-Allier.

L'impact de Naussac sur les débits d'étiage est représenté par la courbe $Q_{Limons-Naussac}$ (**Figure I. 9**). L'écart entre les courbes Q_{Limons} et $Q_{Limons-Naussac}$ montre la contribution relative des lâchers de barrage au débit enregistré à Limons. En période de basses-eaux, de début juin à fin septembre, le débit de l'Allier à Limons est de $30.5 \pm 10.8 m^3/s$, soit deux fois moins que le module ($68.2 m^3/s$). En l'absence de Naussac (courbe $Q_{Limons-Naussac}$), ce débit serait de $26.2 \pm 17.3 m^3/s$. Les valeurs des écarts-types montrent que le débit à Limons est plus stable avec le soutien de Naussac que sans ce dernier.

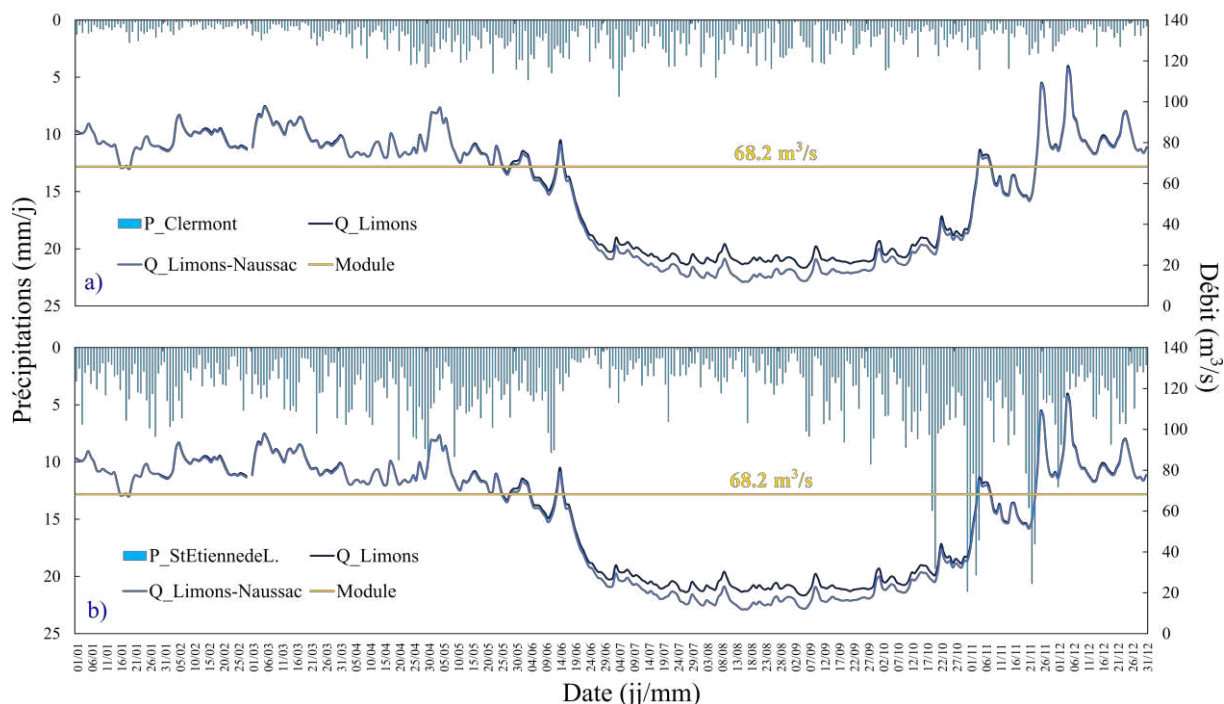


Figure 1.9. a) Evolution du débit moyen journalier à Limons (Q_{Limons} en m^3/s) au cours d'une année type (moyennes des débits journaliers de 2000-2020) et de la pluviométrie journalière moyenne P (mm/j) a) à Clermont-Ferrand (P_{Clermont} en mm) et b) à de St-Etienne-de-Ludgarès ($P_{\text{St-Etienne-de-L}}$ en mm). La courbe $Q_{\text{Limons-Naussac}}$ correspond à la soustraction des débits de l'Allier à Limons (Q_{Limons}) par les débits sortants de Naussac.

1.4 Contexte hydrogéologique

A l'échelle du bassin l'Allier, la gestion des eaux est règlementée par le SAGEHA (le SAGE Haut-Allier) et le SAGEAA (le SAGE Allier Aval). Leurs délimitations spatiales sont illustrées sur la **Figure I. 10a**. Notre étude se concentre plus particulièrement sur l'aire du SAGEAA.

Différents types d'aquifères sont présents à l'échelle de ce territoire (**Figure I. 10b**) : les aquifères sédimentaires (hors alluvions) qui correspondent à la moitié du territoire, les aquifères de socle sur les bordures ouest et est (28% de la surface du SAGEAA), les aquifères volcaniques (14% du SAGEAA) localisés essentiellement sur la bordure ouest avec la Chaîne des Puys, ainsi que l'aquifère des alluvions récentes de l'Allier, occupant 6% du SAGEAA (SAGEAA, 2007).

Parmi les aquifères sédimentaires, nous retrouvons notamment les marno-calcaires tertiaires du bassin de la Limagne, ainsi que les sables et argiles du Bourbonnais plus au nord du bassin (**Figure I. 10b**).

Ces ressources sont toutes deux exploitées pour satisfaire les besoins en irrigation (Tweed et al., 2018), qui est une activité socio-économique majoritaire en Limagne. La productivité des puits situés dans les marno-calcaires oligocènes va de quelques m^3/h à $20 \text{ m}^3/\text{h}$, celle des puits situés dans les sables du Bourbonnais peut aller jusqu'à $120 \text{ m}^3/\text{h}$ (Frémion, 2013).

Les aquifères de socle sont constitués par des formations cristallines fracturées (SAGEAA, 2007) ainsi que des nappes d'arène (Livet, 2006), dont la productivité varie de $15 \text{ m}^3/\text{h}$ à $30 \text{ m}^3/\text{h}$.

Les aquifères volcaniques, quant à eux, sont essentiellement constitués par des projections volcaniques associées aux coulées basaltiques (SAGEAA, 2007). A titre d'exemple, la galerie du Goulet située dans la Chaîne des Puys, est un drain creusé dans une coulée volcanique dont le débit moyen est de $600 \text{ m}^3/\text{h}$ (Livet, 2006).

Mais encore, la nappe située dans les alluvions récentes de l'Allier fait partie des formations aquifères les plus intensément exploitées à l'échelle du SAGEAA. Il s'agit d'une nappe libre monocouche et dont l'épaisseur varie de 6 m à 20 m en moyenne. Elle s'étend du sud au nord depuis Vieille-Brioude jusqu'à Nevers (confluence Allier-Loire) ; cette nappe est continue après Nevers et forme la nappe alluviale de la Loire.

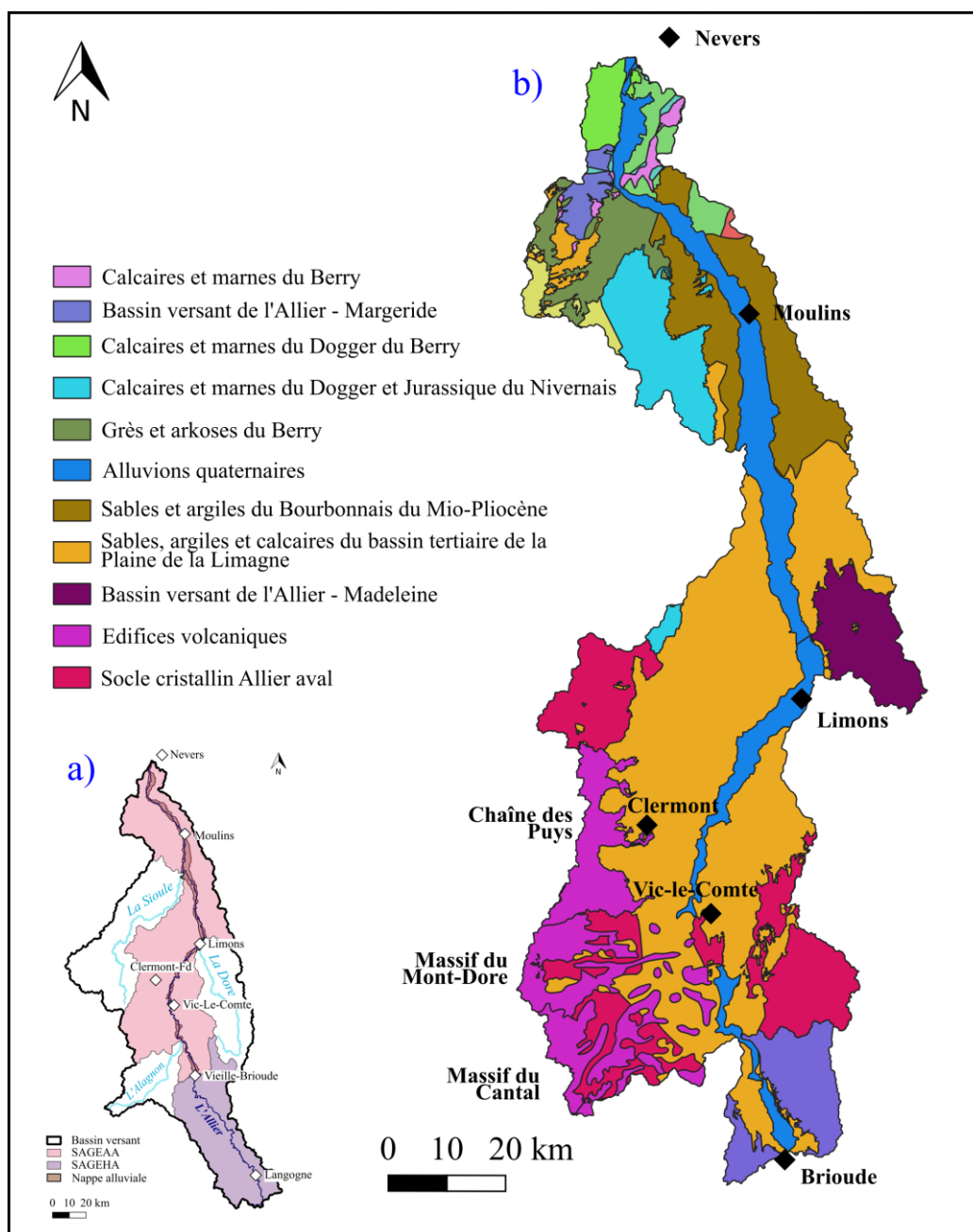


Figure I. 10. a) Délimitation du territoire du SAGEHA (Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux Haut-Allier) et du SAGEAA (Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux Allier Aval) ; b) délimitation des différentes masses d'eau souterraines répertoriées dans le SAGEAA (geo.data.gouv.fr).

La nappe alluviale de l'Allier est peu développée latéralement (alluvions quaternaires sur la **Figure I. 10b**), notamment entre Vieille-Brioude et Limons, secteur dans lequel elle s'étend de 0.5 km à 1 km. Les alluvions disparaissent même à Vic-le-Comte, où la vallée est plus resserrée (D'Arcy and Livet, 2006). En aval de Limons, la largeur de la nappe alluviale augmente de nouveau et peut atteindre 4 km après la confluence avec la Sioule.

Cette nappe alluviale est d'une importance régionale cruciale, car elle permet d'assurer l'approvisionnement en eau potable de 60% de la population du département du Puy-de-Dôme, le reste étant majoritairement assuré par la Chaîne des Puys. Différentes agglomérations (dont Clermont Auvergne Métropole) et syndicats des eaux exploitent cette nappe alluviale pour la production d'eau potable. Les débits totaux produits varient entre 60 m³/h et 4500 m³/h (D'Arcy and Livet, 2006). L'irrigation quant à elle, est essentiellement assurée par pompage direct des eaux de la rivière Allier (DDT Puy-de-Dôme, 2016).

1.5 Occupation des sols et usages de l'eau

L'occupation et l'usage des sols à l'échelle du bassin versant de la rivière Allier (**Figure I. 11**) sont directement reliés à la répartition de la ressource en eau disponible mais également à la géologie.

Le territoire du SAGEHA est occupé pour 60% par des forêts (de feuillus, conifères et mixtes) et pour 40% par des terres agricoles (terres cultivées permanentes/non-permanentes et des prairies). Il s'agit d'une zone majoritairement rurale, donc peu urbanisée (Etude Hydrologie Milieux Usages et Climat HMUC ; Blachère et al., 2021).

Le territoire du SAGEAA est composé de 20% de forêts, 10% de zones urbanisées et est dominé par l'agriculture (70%), développée essentiellement sur la plaine de la Limagne. Les principales cultures sont des céréales comme le maïs grain, les protéagineux, le blé tendre, le maïs fourrage et ensilage.

La répartition des volumes moyens prélevés entre le SAGEHA et le SAGEAA est cohérente avec les usages des sols entre ces deux parties du bassin versant. En effet, l'étude HMUC estime que 8 300 000 m³/an sont prélevés dans la ressource au sein du SAGEHA contre 132 500 000 m³/an dans le SAGEAA. Pour ce dernier, 43% de ce volume sont dédiés à l'Alimentation en Eau Potable (AEP), 27% à l'irrigation des cultures, 21% à l'alimentation des plans d'eau, 6% aux industries et 3% à l'élevage.

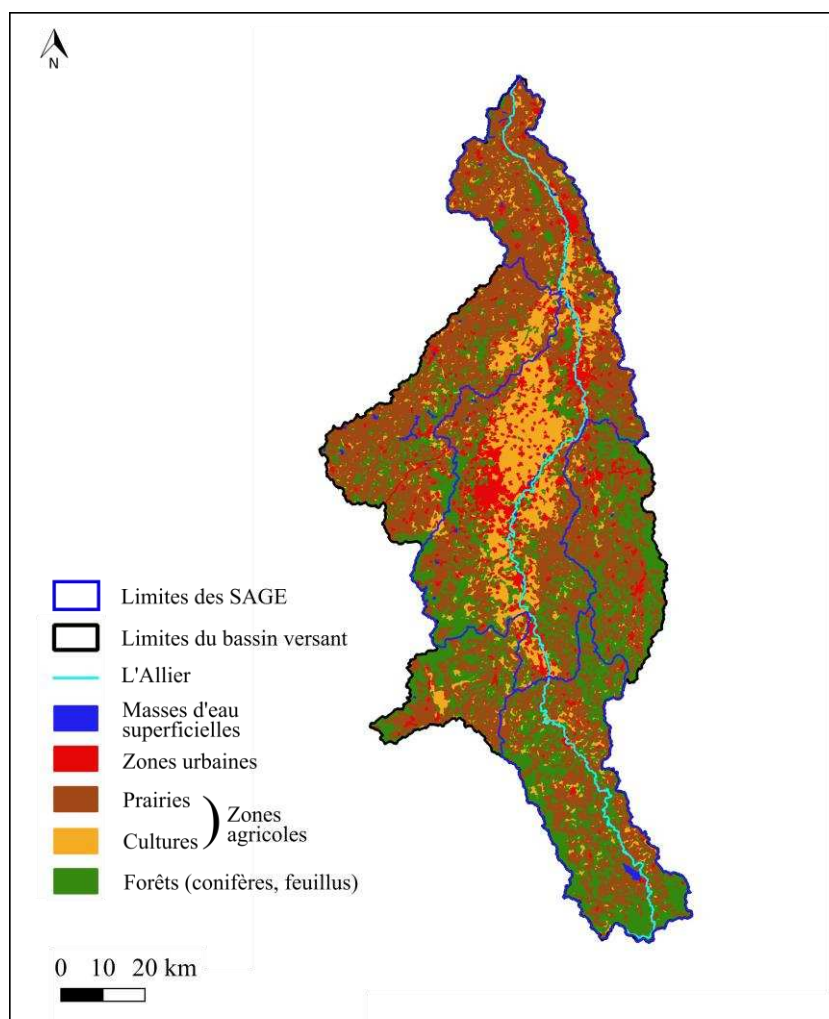


Figure I. 11. Répartition de l'occupation des sols sur l'ensemble du bassin versant (données Corin Land Cover 2020) ; le périmètre des SAGEHA et SAGEAA est indiqué.

Les prélèvements effectués sur la nappe alluviale de l'Allier sur notre période d'étude (**Figure I. 12**) pour l'AEP sont caractérisés par une légère augmentation de $0.04 \text{ Mm}^3/\text{an}$ ($19.4 \pm 1.2 \text{ Mm}^3/\text{an}$ en moyenne). Ceux concernant l'irrigation sont en revanche très variables d'une année à l'autre, les besoins en eau dépendant fortement de la température et de la pluviométrie. Les années les plus sèches (2003, 2015 et 2019) sont celles dont les volumes prélevés sont les plus élevés (16.7 Mm^3 , 13.8 Mm^3 et 18.4 Mm^3 , respectivement). On note par ailleurs que les volumes prélevés pour l'irrigation des cultures présentent une tendance à l'augmentation de $0.22 \text{ Mm}^3/\text{an}$.

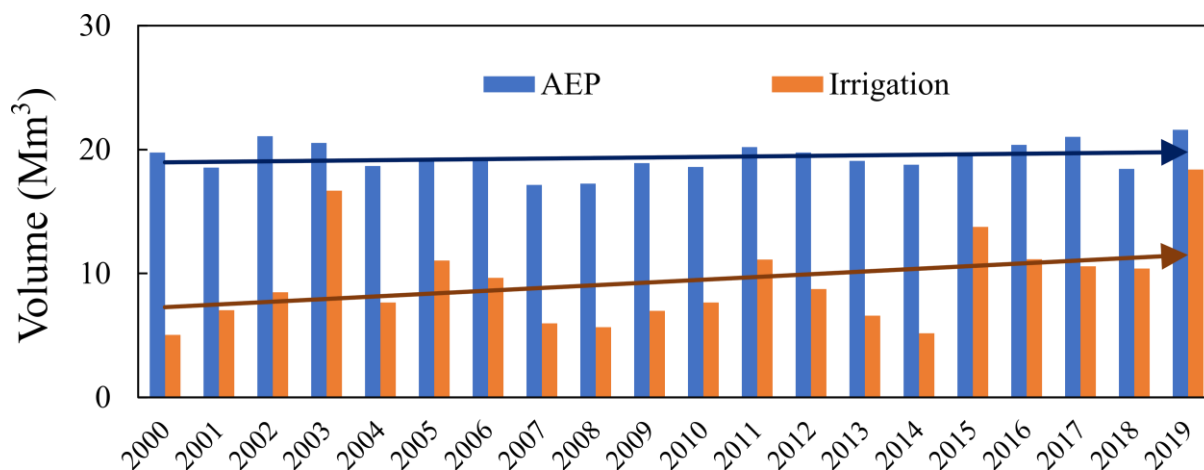


Figure I. 12. Evolution des volumes annuels (Mm³) prélevés pour l’Alimentation en Eau Potable (AEP et industries) et pour l’irrigation. Ces volumes correspondent à la somme des volumes individuels de tous les puits répertoriés sur la BNPE (bnpe.eaufrance.fr), sur l’emprise de la nappe alluviale de l’Allier (entre Vieille-Brioude et Limons).

Le bassin versant de la rivière Allier est donc très contrasté tant du point de vue géologique, que climatique et en termes d’occupation des sols. Ainsi la partie aval du bassin versant reçoit moins de précipitations, est plus urbanisée et constitue un important territoire agricole.

En conséquence, les besoins en eau y sont plus importants pour les usages domestiques, agricoles et industriels. L’évolution climatique actuelle entraîne parallèlement une diminution de la ressource et des besoins accrus en eau, qui mettent le bassin aval sous tension. Ces dernières peuvent éventuellement aboutir sur des conflits d’usages avérés.

Ces inquiétudes se sont exacerbées depuis la sécheresse de 2022 lors de laquelle, le barrage de Naussac a été fortement sollicité. Entre fin mai et début décembre 2022, le volume disponible dans le réservoir de Naussac est effectivement passé de 139 Mm³ à 48 Mm³ (**Figure I. 8**). De plus, les précipitations de l’hiver 2022-2023 n’ont pas été suffisantes pour remplir de nouveau le réservoir. Or, Naussac peut fournir jusqu’à 50% du débit d’été à Limons (**Figure I. 9**).

C’est dans ce contexte que l’article (Labbe et al., 2023) a été rédigé. Ce dernier a pour objectif :

- 1) de mieux comprendre quels sont les facteurs prévalents sur l’évolution de la ressource du bassin versant aval de l’Allier, en modélisant le bilan hydrologique sur 20 ans (GARDENIA) ;
- 2) d’évaluer l’évolution de la ressource en eau du bassin Allier aval en tenant compte du changement climatique et de l’augmentation des prélèvements. L’objectif est de donner aux gestionnaires du bassin Allier aval, des pistes de réflexion quant à l’amélioration de la gestion de la ressource en eau actuelle et future.

2. Evolution de la ressource en eau face à l'impact anthropique

Principaux résultats de l'article *Labbe J., Celle H., Devidal J.-L., Albaric J., Mailhot G., 2023 "Combined impacts of climate change and water withdrawals on the water balance at the watershed scale – The case of the Allier alluvial hydrosystem", Sustainability, <https://doi.org/10.3390/su15043275>.*

Les éléments de contexte que nous avons présentés montrent une pression croissante sur la ressource en eau, avec une diminution des précipitations efficaces (et donc de la recharge) et une augmentation des prélèvements (l'irrigation notamment). L'objectif de cet article est donc de déterminer quels sont les facteurs régissant le bilan hydrologique à l'échelle du bassin versant de la rivière Allier (entre Vieille-Brioude et Limons) et prédire l'évolution de la ressource en eau de l'hydrosystème Allier (débit de l'Allier à Limons et niveaux piézométriques à Culhat) à l'horizon 2070, selon différents scénarii climatiques. Le but étant de fournir des éléments de gestion de la ressource en eau, à l'échelle du bassin versant.

Les données hydroclimatiques disponibles sur la zone entre 2000 et 2020 (précipitations, températures de l'air, débits entrants et sortants du bassin dont les prélèvements annuels totaux pour AEP/industrie/irrigation), nous ont conduit à utiliser GARDENIA (Thiéry, 2014). Il s'agit d'un modèle hydrologique de type pluie-débit qui permet de déterminer l'évolution sur 20 ans des différents processus impliqués dans le bilan hydrologique d'un bassin versant (ruissellement, recharge, évapotranspiration réelle), à l'aide d'équations simplifiées. Il permet ainsi de reproduire les débits à l'exutoire du bassin (Limons) et les niveaux piézométriques en un point (à Culhat dans notre cas). La simulation peut se faire au pas de temps horaire, journalier ou mensuel, sur des séries de données pouvant s'étaler sur plusieurs décennies. Il peut prendre en compte des séries de prélèvements en nappe ou en rivière ainsi que des injections, ce qui est particulièrement utile pour intégrer les lâchers de Naussac, dans notre cas d'étude. Enfin, la calibration de GARDENIA étant fondée sur un nombre raisonnable de paramètres, ce processus est rapide et efficace.

Dans un premier temps, nous argumentons le choix du modèle et détaillons son fonctionnement ; les données et leur source sont également présentées. Avant de discuter des résultats du modèle, une première partie est consacrée à l'analyse des variables hydroclimatiques et anthropiques sur la période 1974-2020 (lorsque celles-ci sont disponibles) et sur la période de modélisation 2000-2020, à l'échelle interannuelle, puis sub-annuelle.

Les résultats de la calibration, de la modélisation actuelle et prospective sont ensuite développés.

L'ajustement entre les données simulées et observées est évaluée en déterminant le coefficient de Nash-Sutcliffe NSE (Nash and Sutcliffe, 1970), qui est très utilisé en modélisation hydrologique. Nous avons ainsi obtenu un NSE de 0.91 pour la calibration des débits et un NSE de 0.85 pour la calibration des niveaux piézométriques. Ce coefficient peut varier entre $-\infty$ et 1 ; 1 représentant un ajustement parfait entre les données simulées et observées (Krause et al., 2005). Nous pouvons donc considérer que notre modèle est correctement calibré.

L'ajustement du modèle permet d'avoir un bilan complet des flux entrants et sortants. Ainsi, sur la totalité des précipitations à l'échelle du bassin versant aval, 68% contribuent à l'évapotranspiration réelle et seulement 32% contribuent aux pluies efficaces, en moyenne sur 2000-2020. Il ressort également que ces pluies efficaces ont diminué de -10 mm/an sur la période d'étude, ce qui est équivalent à la baisse des précipitations observée à partir des données brutes. Ces pluies efficaces se répartissent en 15% de recharge (infiltration efficace) et 15% de ruissellement.

Les variations de stock ΔS à l'échelle du bassin, sont majoritairement positives exceptées pour la période de 2011 à 2015. Sur cette période, la nappe alluviale soutient le débit de l'Allier de manière plus importante que sur le reste de la période étudiée (2000-2020). C'est ce qui est couramment appelé le *baseflow* dans la littérature (Gleeson and Richter, 2018). Il s'agit ici du débit souterrain qui s'écoule de la nappe vers la rivière et qui est d'autant plus important que le niveau de la rivière est bas (en conditions d'étiage). Cette période avec un ΔS négatif coïncide avec une forte diminution des précipitations efficaces à l'échelle du bassin (et donc du ruissellement et de la recharge). C'est un point qui a été peu développé dans l'article, mais en période d'étiage prononcé (tel que cela a pu être le cas en 2003, 2015, 2019 et plus récemment en 2022), le débit de l'Allier à Limons vient essentiellement des lâchers de Naussac et aux apports du *baseflow* par la nappe alluviale. Or les nombreux pompages situés le long de la nappe alluviale peuvent entraîner une diminution du soutien de la rivière par la nappe (Zume and Tarhule, 2011), ce qui peut accroître la sévérité des étiages en conséquence, sur l'ensemble de l'hydrosystème.

Les prédictions faites sur la période 2030-2070, montrent une diminution globale de la ressource avec une baisse des débits à Limons et des niveaux piézométriques à Culhat. Ces simulations tiennent compte des lâchers de barrage et des prélèvements.

Le « meilleur » scénario (RCM Aladin63/RCP2.6) montre une diminution des débits et des niveaux de nappe en période de hautes-eaux ; les crues de novembre-décembre issues des pluies cévenoles sont ainsi complètement effacées. Dans le « pire » scénario (RegCM4-6/RCP8.5), la diminution des débits/niveaux de nappe affectent à la fois les hautes et basses-eaux.

Nous concluons cet article en pointant l'évolution climatique comme moteur principal des variations des paramètres hydroclimatiques et des prélèvements. L'augmentation de ces derniers, pèsent peu dans le bilan hydrologique par rapport à la diminution des précipitations efficaces. Malgré le soutien de Naussac, les simulations faites sur 2030-2070 montrent que les débits d'étiage vont diminuer jusqu'à atteindre un niveau préoccupant pour assurer les différents usages. En fin de discussion, une revue de la littérature nous permet de proposer des pistes de réflexion aux gestionnaires quant à la gestion de la ressource en eau. Beaucoup d'articles évoquent et testent la mise en place de grands réservoirs artificiels. Compte tenu de l'expérience acquise sur Naussac, nous pouvons dire que cette solution n'est pas durable sur le long terme pour le bassin versant de l'Allier. En effet, les précipitations efficaces ne suffisent plus à remplir le réservoir de Naussac et à subvenir aux différents usages.

Par ailleurs, la réduction des précipitations d'automne et de printemps pour alimenter Naussac, conjuguée à l'exploitation des matériaux alluvionnaires, ont participé à l'enfoncement de la rivière Allier dans son lit (atteignant 5 m à certains endroits). Des solutions allant vers une économie de l'eau utilisée sur le bassin versant, pour l'irrigation par exemple, seraient à préconiser. L'instauration d'une rotation des cultures (moins gourmandes en eau que le maïs) est une solution à privilégier.

Article

Combined Impacts of Climate Change and Water Withdrawals on the Water Balance at the Watershed Scale—The Case of the Allier Alluvial Hydrosystem (France)

Jordan Labbe ^{1,2,*} , Hélène Celle ¹, Jean-Luc Devidal ³, Julie Albaric ¹  and Gilles Mailhot ² ¹ Université de Franche-Comté, CNRS, UMR 6249 Chrono-Environnement, F25030 Besançon, France² Université Clermont Auvergne, CNRS, UMR 6296 Institut de Chimie de Clermont-Ferrand, F63178 Aubi ere, France³ Université Clermont Auvergne, CNRS, UMR 6254 Laboratoire Magmas et Volcans, F63178 Aubi ere, France

* Correspondence: jordan.labbe@etu.uca.fr

Abstract: The Allier River and its alluvial aquifer constitute a shallow but highly productive water resource due to their hydrodynamic properties. This hydrosystem provides almost all of the water requirements for domestic supply and irrigation. Recent dry summers (such as those in 2015, 2019, and 2022) and the lack of winter recharge have led managers to question the sustainability of this resource. We proposed the use of hydrological modelling with Gardenia with which the water balance can be determined at the watershed scale (7020 km²) and with which forecasting simulations can be performed for 2030–2070. Thus, this work was divided into (1) model calibration (2000–2020), (2) the determination of the main drivers of the water balance (2000–2020), (3) and river flow and groundwater level simulation (2030–2070). For the latter, Gardenia was used considering a “better case”, using the RCM Aladin63 in RCP2.6, and considering a “worst case”, using the RCM RegCM4-6 in RCP8.5. The calibration for 2000–2014 showed good reproducibility of river flows (NSE = 0.91) and groundwater levels (NSE = 0.85). The model showed that the major drivers in 2000–2020 were actual evapotranspiration and effective precipitation, which, respectively, represented 68% and 32% of mean annual precipitation. Water withdrawals did not significantly contribute to the water balance with the exception of those in very dry summers, such as those in 2003, 2005, 2015, and 2019. Climate appeared, therefore, as a prevalent factor of the Allier hydrosystem functioning compared to global withdrawals except for that during these dry years. Prospective simulations showed a decline in annual river flows and groundwater levels by a maximum of –15% and –0.08 m asl (“worst case”), respectively. These simulations showed that the Allier hydrosystem will be able to meet the water needs for various uses until 2070. In detail, it is likely that summer shortages will no longer be compensated by the Naussac Dam if the hydrosystem faces more than two years of drought. In this case, water-saving solutions will have to be found. This study is, thus, a good example of the application of hydrological modelling to address management issues in such a hydrosystem.

Keywords: hydrological modelling; alluvial hydrosystem; climate change; human pressure; water balance; forecast



Citation: Labbe, J.; Celle, H.; Devidal, J.-L.; Albaric, J.; Mailhot, G. Combined Impacts of Climate Change and Water Withdrawals on the Water Balance at the Watershed Scale—The Case of the Allier Alluvial Hydrosystem (France). *Sustainability* **2023**, *15*, 3275. <https://doi.org/10.3390/su15043275>

Academic Editors: Seonggyu Park, Heechan Han and Mohammad Hadi Bazrkar

Received: 23 November 2022

Revised: 27 January 2023

Accepted: 3 February 2023

Published: 10 February 2023



Copyright:   2023 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

1. Introduction

Quantifying the spatial and temporal variations of a water budget is essential for improving our understanding of the availability of water resources, the risk of hydrologic extremes such as floods and droughts, and the implications of climate change [1]. The water budget, or balance, is the inflow of water from precipitation and the outflow of water through evapotranspiration according to Thornthwaite and Mather (1957) [2]. The local annual water balance is controlled by the distribution over time of water supplies (e.g., precipitation) and demands (e.g., potential evapotranspiration) balanced by the storage of water in the root zone of the soil [3]. Although, there are different formulations,

it mostly depends on the scale of investigation, and, thus, the parameters to be considered can differ. At the watershed scale, it could be expressed as $P = ETa + R \pm \Delta W \pm \Delta S$, which is readapted from Hasenmueller and Criss (2013) [4], where precipitation (P) is distributed between actual evapotranspiration (ETa), runoff (R), and withdraws (ΔW) and is modulated by the changes in groundwater/soil water storage (ΔS). Precipitation constitutes, in general, the largest component in a water balance equation [5]. It can generate outflow through ETa or induce the direct recharge of groundwater through direct vertical percolation in the vadose zone [6]. Groundwater recharge is a strategic hydrologic variable that needs to be estimated for sustainable groundwater management, especially within the global warming context [7]. Anthropogenic water withdrawals are, most of the time, not considered in water balance assessments. They might be difficult to estimate at a large spatial scale. However, groundwater occupies a predominant role in sustaining human activities by being the world's largest distributed freshwater reservoir [8]. The UNESCO report [9] indicated that 69% of groundwater withdrawals are for the agricultural sector, 22% are for domestic uses, and 9% are for industrial purposes.

Many types of aquifers can be used around the continents [10]. Among them, alluvial formations are distinguished by their minor role in regional groundwater flow and by their large to very large groundwater storage capacity. Unconsolidated sand and gravel formations constitute the world's most easily accessible and most widely tapped aquifers. In France, alluvial aquifers also play a major role as they provide about 45% of France's groundwater use [11]. Among the socioeconomic activities requiring water, irrigation is a contributing factor in alluvial system vulnerability and groundwater level decreases [12–17]. Climate change is likely to amplify the water resource demands [18] and, thus, enhances the current alluvial groundwater depletion.

Worldwide, it has been reported in other studies that the piezometric level of alluvial aquifers is decreasing within various proportions: -5.6×10^{-3} to -1.49 m/y in India [19] from 1996 to 2016, -0.2 m/y in Australia [20] from 1971 to 2021, and -1 m/y in China [21] from 1996 to 2022. Godwin et al. (2022) even reported drops in the piezometric level ranging from -5 m to -30 m in 2015 in Arkansas (US) [22]. Such as with groundwater, streamflow regimes have also been altered [23–28]. The impact of human activities on water resource decreases is, therefore, unequivocal. Thus, it is necessary to implement adapted methodologies to better understand the impact of natural and anthropogenic pressures on water resources, such as climate change and withdrawals, respectively. Conceptual or analytical approaches can be used [29], but hydrological modelling and rainfall-runoff models are still the most widely used methods [30–32]. The selection of an appropriate type of model is an important issue which depends on the availability, length, and quality of the hydrometeorological and geomorphological data at spatial scales of regular intervals [29]. The choice of an adequate model is complex, as there are different categories and subcategories. According to Lee et al. (2005) [33], there is no evidence of a relationship between catchment type and a preferred model structure. Khakbaz et al. (2012) [34] used different calibration strategies and concluded that lumped calibration performed better than distributed calibration. Thus, the choice of a perfect model does not exist, and one must adapt to the available dataset and the objectives of the study that is being carried out.

On the one hand, there are physically based models whose structures depend on the spatial distribution and variation of physical parameters, such as the MIKE SHE [35,36], the HydroGeoSphere [37,38], and the SWAT [39,40] models. The latter requires spatially distributed data, such as the digital elevation model (DEM), the land cover and uses, soil properties, and climate data (precipitation, air temperature, solar radiation, and others). On the other hand, there are indeed conceptual and lumped models designed to approximate within their structures the general physical mechanisms which govern the hydrological cycle [41]. In the present category, the TOPMODEL [42,43], the HBV [44,45], and the GR4J [46,47] models can be mentioned. Based on reservoir modelling, they are less demanding in data input and are mostly based on averaged precipitation and air temperature to determine potential evapotranspiration. This very brief review of the main models is

not exhaustive but shows that the range of possibilities is large. The final choice is then mainly ruled by the available amount and the variety of data. In this study, the conceptual model Gardenia [48,49] was chosen. Indeed, it allows one to model the river flows at the watershed's outlet and groundwater levels based only on the precipitation and potential evapotranspiration data. It has the advantages of considering the water cycle as a whole (from precipitation, groundwater recharge, runoff, and withdrawals to the river outflow) and being calibrated based on a reasonable number of parameters (8 to 10). However, Gardenia only requires one record for each hydrological parameter, which led us to use methods to average them at the scale of the study area.

Such a model can be easily applied to any alluvial watershed, and it allowed us to determine the main factors driving the water balance and the projected evolution of water availability in a climate change context. In this framework, the present study focused on the Allier hydrosystem (i.e., the Allier River and its alluvial aquifer), which constitutes a major regional water resource supplying different uses (domestic water and irrigation mostly) and which faces an increasing water demand and a regular decrease in recharge.

2. Materials and Methods

2.1. Description of the Study Area

The whole Allier River Watershed covers a surface of 14,310 km² in Central France [50]. The Allier River's source is to the south of the catchment at 1473 m asl, and it flows towards the Loire River. The present study focused on the southern part of this watershed, which covers an area of 7020 km² (Figure 1a) from the river source to Limons (270 m asl), which is considered to be the outflow point (Figure 1b). It is characterized by a contrasted distribution of elevation levels varying between 1700 and 270 m asl, thus generating heterogeneous precipitations fields.

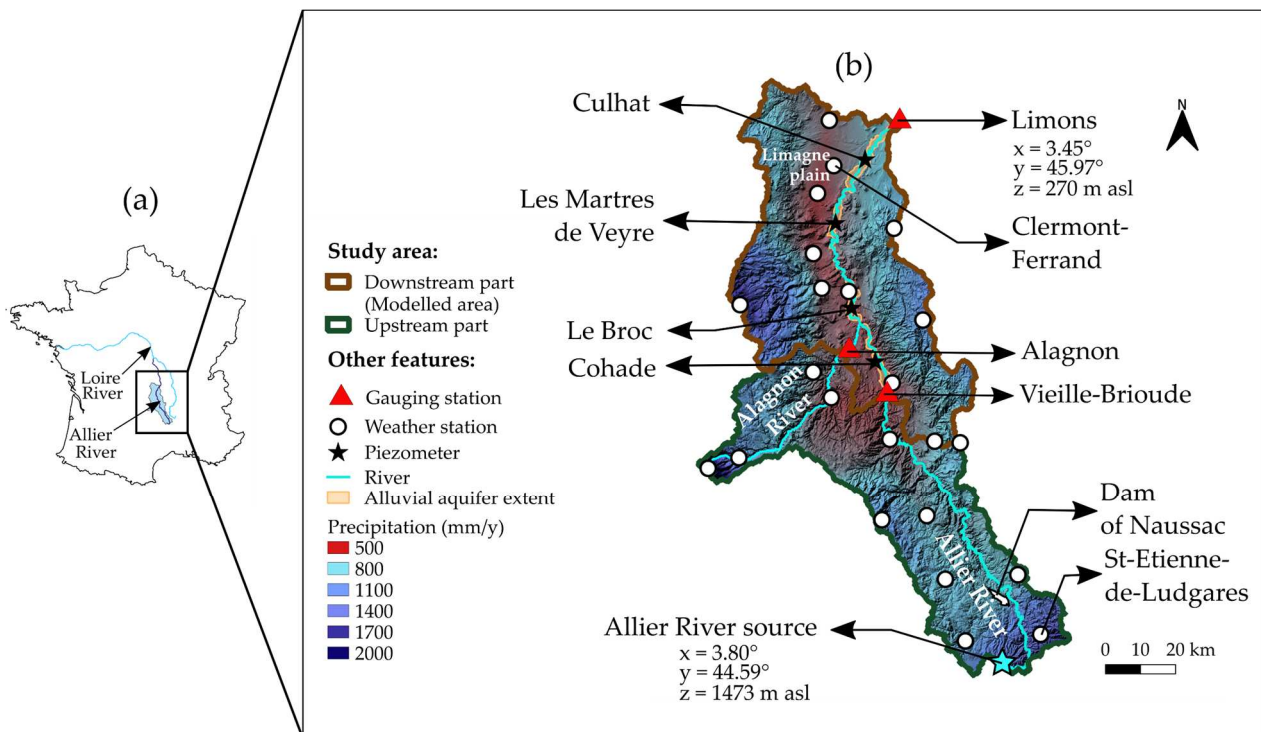


Figure 1. (a) Location of the Allier River, the Loire River, and the Southern Allier River Watershed in France. (b) Merged maps of elevation levels and distribution of mean annual precipitation in the study area (Météo-France, 2000–2020).

The south of the catchment and all the reliefs surrounding the Limagne rift receive higher quantities of precipitation, from 800 to 1600 mm/y, sometimes exceeding 2000 mm/y.

On the contrary, the Limagne plain is known to be deficient, with mean precipitation limited to 500–600 mm/y [51]. In addition, this parameter changes with time. For example, at the station of Clermont–Ferrand, the yearly precipitation sum is 570 ± 90 mm/y (averaged over 2000–2020), with an observed minimum of 380 mm in 2015 and a maximum of 735 mm in 2008. Annual mean air temperatures also vary depending on the elevation: 12.1 ± 0.7 °C in Clermont–Ferrand versus 8.3 ± 0.8 °C in St-Etienne-de-Ludgares (averaged over 2000–2020).

The hydrological regime of the Allier River is, thus, subject to both intense floods and severe droughts in summer. At Limons, the daily mean river discharge is $70 \text{ m}^3/\text{s}$ (1974–2020), which ranges between a minimum of $2.8 \text{ m}^3/\text{s}$ observed on 08/06/1975 and a maximum of $1120.0 \text{ m}^3/\text{s}$ observed on 12/04/2003. In 1983, the Naussac Dam, located near the Allier River source (Figure 1b), was built to ensure a minimum discharge into the Allier River. One of its purposes is to ensure a minimum discharge into the Allier River so that the nuclear power plants, located downstream of the Loire River, have enough water to cool their reactors. This dam consists of a reservoir lake of $190 \times 10^6 \text{ m}^3$ at the maximum of its capacity that must guarantee a minimum flow of $6 \text{ m}^3/\text{s}$. It takes approximately two years of precipitation to fully recharge this dam.

Regarding its global geology, the upstream part of the study area (Figure 1b) is made of crystalline rocks presenting with very low permeability. It is drained by the Allier River and its main tributary, the Alagnon River. The downstream part is dominated by the Limagne rift, an elongated tectonic depression within the Hercynian crystalline massif [52]. This Oligocene graben favored the setting of the Allier alluvial aquifer [53], which consists of an unconfined alluvium layer with a 10–15 m depth and a 0.1 m to 3–4 km width.

The land use is mainly occupied by grasslands and forests in the upstream part, while, within the Limagne rift, flatter elevation levels have favored an important urban and agricultural development that benefits from the presence of fertile lands and the availability of superficial and groundwater resources. Indeed, the Allier River supplies water for almost all agricultural needs (92%), and its alluvial aquifer supplies water for 60% of domestic water uses.

Hence, there are noticeable contrasts (in topography, climatology, geology, and land uses) between the upstream and downstream part of the study area (Figure 1b). Thus, we aimed to analyze the hydrological and anthropogenic parameters (from 2000 to 2020) of these two areas, separately. Hydrological modelling with Gardenia was carried out on the downstream part, where the Allier hydrosystem is located.

2.2. Available Data on the Study Area

Several climatic and hydrological data collected in the study area have been used, such as precipitation, air temperature, river flows, groundwater levels, and water withdrawals for the different uses (domestic, irrigation).

The longest precipitation and air temperature datasets were recorded from 1974 to 2020 in Clermont–Ferrand ($x = 3.15$, $y = 45.79$, and $z = 331$ m asl) for temperature and in St-Etienne-de-Ludgarès ($x = 3.95$, $y = 44.65$, $z = 1022$ m asl) for precipitation. For the gauging stations of the Allier River, it is also possible to go back to 1974 in Vieille-Brioude and Limons. The more recent period of 2000–2020 is better documented, and the following data were collected (Table 1): (1) daily precipitation and air temperature from 23 weather stations distributed along the entire watershed, (2) daily river flows from three gauging stations installed on the Allier River watercourse in Vieille-Brioude and in Limons (Q_{VB} and Q_{LIMONS}) and on the Alagnon River (Q_{ALGN}), (3) daily discharges of the Naussac Dam (Q_{NAUSS}), (4) water withdrawals for domestic and irrigation uses, and (5) groundwater levels at four locations between 2007 and 2020 (Figure 1b). We focused on data from three available piezometers located close to Culhat and at different distances from the Allier River (see P40-07, P40-08, and P40-09 in Figure A1).

Table 1. List of collected data together with their sources (internet access links are provided in the Data Availability Statement), units, sampling timesteps, and available time periods.

Parameters	Units	Timestep	Source	Time Period
Precipitation (P)	mm	Daily	Météo-France	2000–2020
Air temperature (Ta)	°C	Daily	Météo-France	2000–2020
River flow rate (Q)	m ³ /s	Daily	Hydroportail	2000–2020
Piezometric level (H)	m asl	Daily	ADES	2007–2020
Abstraction (Q _W)	Mm ³ /y	Yearly	EPLoire	2000–2019
Dam discharge (Q _{NAUSS})	m ³ /s	Daily	BNPE/AELB	2000–2020

Water withdrawal data included domestic and irrigation supplies expressed as volume per year. Domestic supply was assumed to be constant throughout the year; we then divided the annual volume by 365 and reported an equal volume of withdrawal each day. Irrigation occurred from April to September in the following proportions: 2% in April, 2% in May, 12% in June, 51% in July, 32% in August, and 1% in September. The annual volume was, thus, distributed daily over these six months and was reported each day according to the previous percentages.

The Naussac Dam's water releases were naturally included in the incoming Allier River discharge in Vieille-Brioude (Figure 1b). They were, thus, considered in the model and in the forecast section of this work. As mentioned before, a purpose of the Naussac Dam is to ensure a minimum river flow at several control points, such as in Vieille-Brioude, where the dam must guarantee a flow of 6 m³/s at least. This was also considered in the forecast section. In the model, we assume that the dam would be able to provide a flow of 6 m³/s in Vieille-Brioude during the considered period (2030–2070).

A list of the main used abbreviations is provided in Table A1.

2.3. Description of the Hydrological Model Gardenia

Gardenia is a conceptual model that has already demonstrated its effectiveness in simulating and forecasting river flows and groundwater levels for watersheds of different sizes over varying periods of time [54–57]. It simulates the main mechanisms of the water cycle, precipitation (P), actual evapotranspiration (ETa), runoff (R), and groundwater recharge (GWR), using simplified physical laws which are translated into flows through a succession of reservoirs (Figure 2, [49]). The reservoir (S) represents the first 10 cm of the soil affected by evapotranspiration processes. Effective precipitation (P_{EFF}) depends on the capacity of reservoir (S) according to quadratic laws (1) and (2):

$$\text{If } P > \text{PET, then } P_{\text{EFF}} = (P - \text{PET}) \times \text{Satur}^2 \quad (1)$$

$$\text{If } P < \text{PET, then } \text{ETa} = (\text{PET} - P) \times \text{Satur} \times (2 - \text{Satur}) \quad (2)$$

where Satur is the reservoir (S) saturation level. Then, P_{EFF} supplies the unsaturated zone reservoir (Uz). P_{EFF} is distributed into R and GWR depending on the distribution height of the runoff–infiltration parameter (H_{R-I}, Table 2). R supplies the superficial flow, and GWR supplies the groundwater reservoir (Sz) (for saturated zone). Finally, the simulated parameters are the groundwater level H of Sz and the total river discharge Q at the outlet of the watershed. H_{CULHAT} and Q_{LIMONS} are indicated in Figure 2, Q_{LIMONS} being the addition of the R component and the drainage of Sz.

The parameterization of the model requires the daily average of precipitation over 2000–2020, which is representative of the watershed. The latter can be obtained with geostatistical (such as kriging) or deterministic methods. The most frequently used deterministic methods are the Thiessen polygon and inverse distance weighting (IDW) [58]. As Gardenia requires a single record for each input parameter (Table 1), precipitation was averaged using the Thiessen polygon method for the twelve stations located on the upstream part and for the eleven stations on the downstream part (Figure 1b). Although kriging method usually leads to increased accuracy, it has the disadvantage of mainly relying on the assumption

of stationarity in the means [59]. Moreover, Ruelland et al. (2008) [60] compared different interpolation methods for precipitation in a lumped model; all approaches (Thiessen polygon, IDW, spline and kriging) led to a similar fitting between observed and simulated values of the river flow. Hence, the straightforward method of Thiessen polygon to average precipitation over 2000–2020 was chosen.

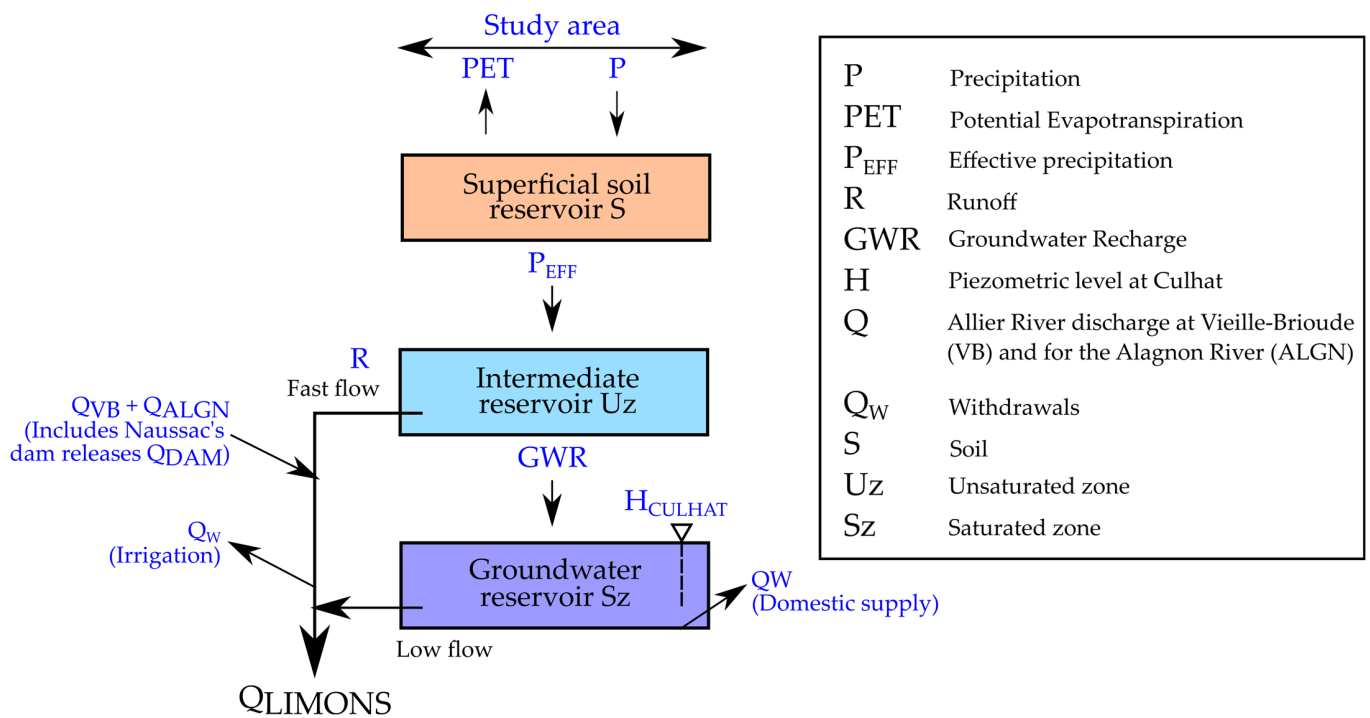


Figure 2. Functional scheme of the reservoir model Gardenia, which was adapted from Thiéry (2014) [49].

Table 2. Optimized parameters in Gardenia and their descriptions: soil reservoir capacity S_{RES} , distribution height of runoff–infiltration H_{R-I} , underground exchange factor F_{EXCH} , flow delay time F_D , half infiltration time of the water table $Infiltr_{1/2}$, half drying time of groundwater flow $Dry_{1/2}$, groundwater base level G_{BF} , and storage coefficient S_{COEFF} .

Parameters	Units	Description
S_{RES}	mm	Water capacity of the soil layer.
H_{R-I}	mm	Water height that leads to an equal distribution of the fast flow (R) and of the low flow (GWR).
F_{EXCH}	%	The model is allowed to export/import flow to/from reservoir Sz.
F_D	days	Delay between the emptying of Uz and Sz until it reaches the outlet.
$Infiltr_{1/2}$	month	Time between a P_{EFF} reaction and an increase in the low flow component of the groundwater reservoir.
$Dry_{1/2}$	month	Time upon which, when no GWR occurs, the groundwater flow is divided by two.
G_{BF}	m asl	Level that would be reached after an infinite time with no GWR.
S_{COEFF}	%	Storage coefficient of the aquifer.

The daily mean air temperature was calculated by averaging data from the twelve weather stations on the upstream part and the eleven on the downstream part. Potential evapotranspiration was calculated from this averaged value using the Oudin method [61].

Calibration is a semiautomatic process. The user gives for each optimized parameter (Table 2) (1) an initial value for the first run and (2) a range with a lower and an upper limit. In order to test and validate the model, the river flow in Limons was calibrated using

2000–2014 data and was validated using 2015–2020 data. Similarly, the groundwater levels in Culhat were calibrated using 2010–2016 data and were validated using 2017–2020 data.

The first simulated timesteps strongly depend on the previous ones. The period of 1998–1999 was, thus, used as a “warm-up” period for the river flow simulation, and 2007–2009 was used for the groundwater level simulation. To assess the ability of the model to reproduce measurements, the Nash–Sutcliffe efficiency criterium (NSE) (3) [62] was used:

$$\text{NSE} = 1 - \frac{\sum_{t=0}^T (Q_t - q_t)^2}{\sum_{t=0}^T (Q_t - \bar{Q})^2} \quad (3)$$

where Q_t and q_t are, respectively, the observed and modeled flow at time t and where \bar{Q} is the mean of the observed flows. It ranges between $-\infty$ to 1, 1 being a perfect fit. During the calibration process, a weighting was applied to the square root of the flows. Biases on river flows (Q_{bias}) and groundwater levels (H_{bias}) was determined using (4):

$$\text{Bias (m}^3/\text{s or m asl)} = \text{Sim_Avg} - \text{Obs_Avg} \quad (4)$$

where Sim_Avg and Obs_Avg are, respectively, the simulated and observed averages for the full simulation period.

2.4. Regional Climate Model (RCM) and Representative Concentration Pathway (RCP) Scenarios for Forecasting the River Discharge and Groundwater Levels

A common purpose of every groundwater or hydrological model in general is to forecast the effect of some future action (evolution of water withdrawals for instance) or hydrologic condition (such as climate change) [63]. To achieve this goal, the calibrated model is forced using climatic data that were part of the new set of regionalized climate projections, DRIAS-2020, from the Euro-Cordex project [64]. Air temperature ($^{\circ}\text{C}$) and precipitation (mm/d) for 2030–2070 were extracted for the downstream part of the study area (Figure 1b) considering “best case” and “worst case” scenarios. The former implied the RCM Aladin63_CNRM-CM5, which was associated with the emission scenario RCP2.6. The latter implied the RCM RegCM4-6_HadGEM2, which was associated with RCP8.5. Indeed, in comparison to the yearly mean air temperature reference “Ref” of 11.5°C (Table 3), the RCM Aladin63 in RCP2.6 was moderate in terms of climate change with a very similar yearly mean air temperature of 11.3°C . On the contrary, the RCM RegCM4-6 in RCP8.5 involved an increase of 1.05°C over 2030–2070 [65]. Furthermore, RCP2.6 was the most optimistic emission scenario, and it resulted in a stabilization of air temperature anomalies around year 2100 in France. In the case of the RCP8.5 scenario, the absence of regulation of man-made greenhouse gases leads to a gradual increase in temperature anomalies until year 2100 (Figure 3).

Table 3. Yearly mean of air temperature ($^{\circ}\text{C}$) and precipitation sums (mm/y) averaged over 2030–2070 for the defined “best case”, RCM Aladin63 in RCP2.6, and for the “worst case”, RegCM4-6 in RCP8.5, based on collected data from DRIAS-2020. They all refer to the downstream part of the study area (Figure 1b) compared to values obtained for the reference period “Ref”: 2000–2020.

Parameter	Ref	RCM Aladin63 RCP2.6	RCM RegCM4-6 RCP8.5
Air temperature ($^{\circ}\text{C}$)	11.50	11.30	12.55
Precipitation (mm/y)	770	909	886

The use of two couples of contrasted RCM-RCPs allowed us to give a range of potential evolution of the Allier River outlet discharge (Limons) and of the groundwater levels (Culhat). The analysis of the forecasted Q_{LIMONS} and H_{CULHAT} for 2030–2070 was compared to the reference (2000–2020 for Q_{LIMONS} and 2007–2020 for H_{CULHAT}).

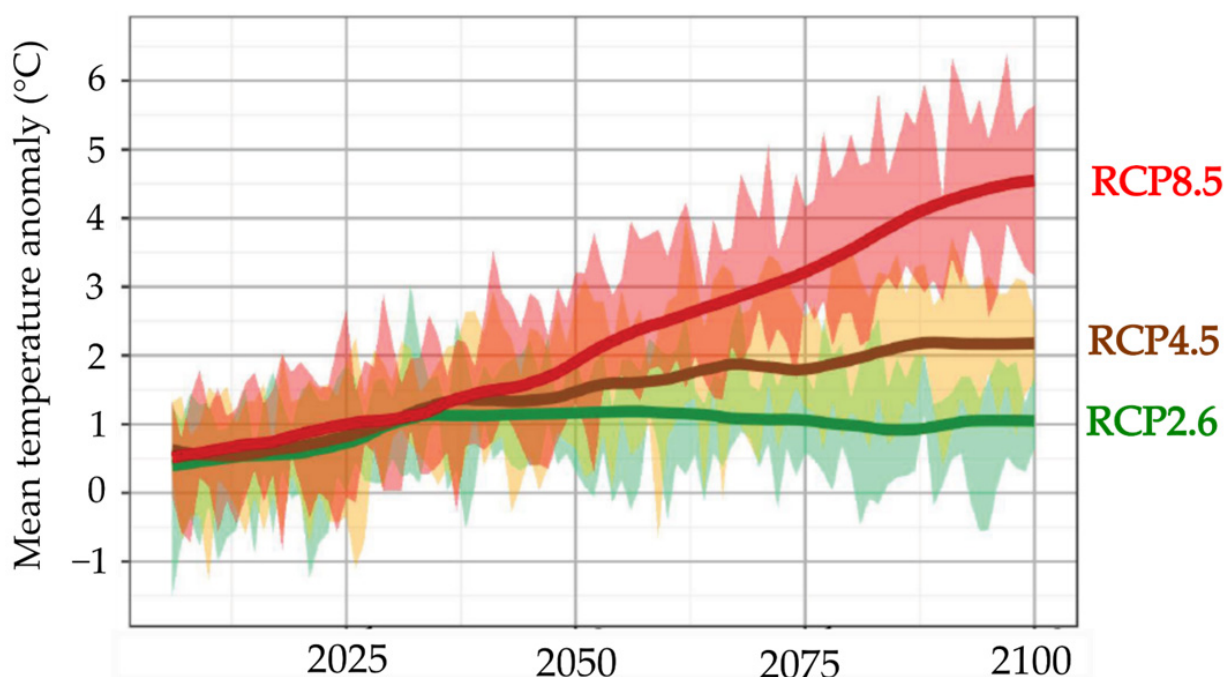


Figure 3. Evolution of the mean air temperature anomaly (°C) in France for RCP2.6, RCP4.5, and RCP8.5, adapted from Valérian et al. (2022) [64].

The work presented in this article was, thus, divided in four steps: (1) a preanalysis of the data to characterize the evolution trends of hydrometeorological parameters and water withdrawals, (2) the calibration of the hydrological model Gardenia based on the collected data (Table 1) and the optimized parameters (Table 2), (3) the quantification of the water balance components for 2000–2020 resulting from the data preanalysis and from the model, and (4) the forecast of Q_{LIMONS} and H_{CULHAT} for 2030–2070.

3. Results and Discussion

3.1. Identification of the Driving Factors using the Observation Data

3.1.1. Trends in 1974–2020

To compare this study with a more global trend, we investigated the evolution of the climatic (precipitation and air temperature) and hydrologic (river flows, withdrawals, and dam releases) data from the long-term records of 1974–2020. The interannual mean air temperature (1974–2020) in Clermont–Ferrand was 11.5 ± 0.9 °C, while the values after the 2000s were more often above that mean (Figure 4a). The temperature has gradually increased by $+0.05$ °C/y since 1974, which corresponded to an increase of 2.3 °C over 46 years. The interannual precipitation mean (1974–2020) was 580 ± 110 mm/y in Clermont–Ferrand and was 1450 ± 340 mm/y in St-Etienne-de-Ludgarès (SEDL, Figure 4b). The standard deviations showed that the interannual variability was greater in SEDL than in Clermont–Ferrand. These records both showed a slight decrease of -1.8 mm/y in Clermont–Ferrand and of -0.9 mm/y in SEDL; that is to say there was a decrease of 83 mm and of 41 mm over 46 years, respectively.

Figure 4c shows the total annual river discharge (Mm^3/y) flowing through Limons and Vieille-Brioude. In accordance with its downstream position in the watershed, higher discharges were monitored in Limons, with an interannual mean of 2210 ± 720 Mm^3/y versus that of 860 ± 280 Mm^3/y in Vieille-Brioude. A decreasing trend could also be seen: -28.4 Mm^3/y in Limons and -9.9 Mm^3/y in Vieille-Brioude. This means that the Allier River discharge decreased by approximately 30% between 1974 and 2020.

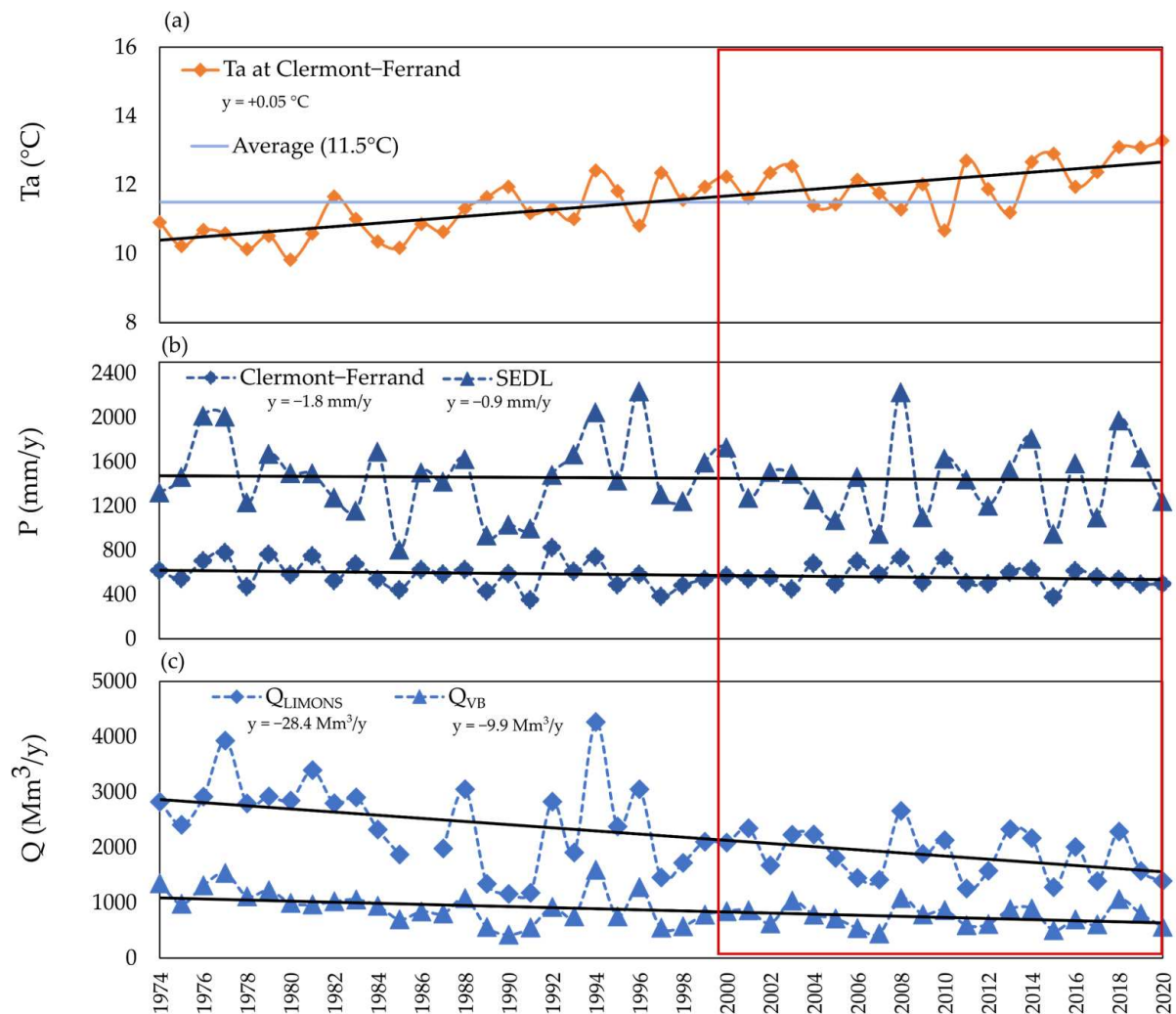


Figure 4. (a) Annual air temperature T_a ($^{\circ}\text{C}$) at Clermont-Ferrand weather station, (b) annual precipitation P (mm/y) at Clermont-Ferrand and St-Etienne-de-Ludgarès (SEDL) weather stations, (c) annual discharge volume Q (Mm^3/y) measured by the gauging stations of Limons (Q_{LIMONS}) and Vieille-Brioude (Q_{VB}). The red frame indicates the modelling period (2000–2020).

3.1.2. Observed Trends during the Modelling Period: 2000–2020

In this subsection, the observations made for the upstream and downstream parts of the study area (Figure 1b) are distinguished. The upstream and downstream parts presented, respectively, a mean annual air temperature of 10.5 ± 0.7 $^{\circ}\text{C}$ and 8.5 ± 0.7 $^{\circ}\text{C}$ and a mean annual precipitation sum of 770 ± 130 mm/y and 860 ± 120 mm/y. If air temperatures increased similarly in both locations, with a gradient of $+0.05$ $^{\circ}\text{C}/\text{y}$ and $+0.06$ $^{\circ}\text{C}/\text{y}$, respectively (Figure 5a,b), the evolution of the other studied parameters would be more moderate for the upstream part compared to the downstream part.

Indeed, precipitation presented a decreasing gradient of -11.8 mm/y for the downstream part versus -1.6 mm/y for the upstream part (Figure 5b,c). The potential evapotranspiration increased by $+2.5$ mm/y and by $+1.8$ mm/y for the downstream and upstream parts, respectively. According to Brulebois et al. (2015) [66], an increase in air temperature results in an increase in actual evapotranspiration and, consequently, in a decrease in runoff. This seemed to be the case for the downstream part of the study area (Figure 5b,d,f) but not for the upstream basin, which exhibited a greater stability of these parameters (Figure 5a,c,e).

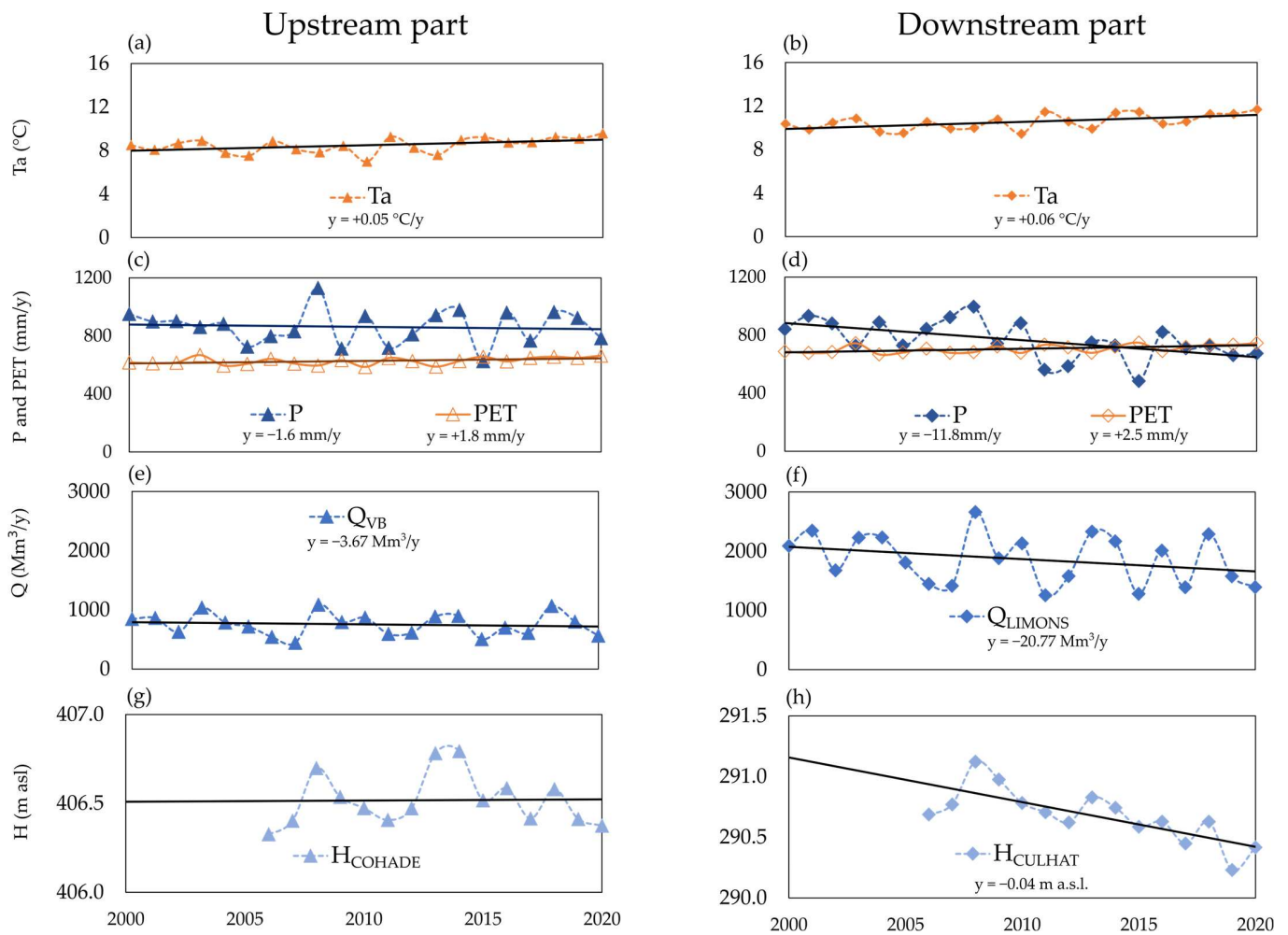


Figure 5. Evolution from 2000 to 2020 for the upstream and downstream parts of the study area (as defined in Figure 1) of (a,b) mean annual air temperature T_a ($^{\circ}\text{C}$), (c,d) annual precipitation P , potential evapotranspiration sum PET (mm/y), (e,f) mean annual discharge of the Allier River in Limons (Q_{LIMONS}) and Vieille-Brioude (Q_{VB}) (Mm^3/y), and (g,h) mean annual groundwater levels H of the alluvial aquifer (m asl) in Cohade (H_{COHADE}) and in Culhat (H_{CULHAT}).

Q_{VB} was quite constant (Figure 5e) just like the groundwater level H_{COHADE} close to it (Figure 5g). A decrease in the Q_{LIMONS} could be observed ($-20.7 \text{ Mm}^3/\text{y}$, Figure 5f). Similarly, the alluvial water table H_{CULHAT} had a downward trend of $-0.04 \text{ m asl}/\text{y}$ from 2007 to 2020 (Figure 5h), corresponding to a decrease of -0.52 m over 13 years. Hence, there were spatial heterogeneities in the observed trends along the alluvial aquifer. Indeed, at the scale of the study area, it seemed that the largest hydrological parameter decreases were recorded in Limons.

Figure 6 illustrates the evolution of the annual discharge of the Naussac Dam (Q_{NAUSS}) into the Allier River (injections were positive values) and the annual volumes withdrawn for domestic and irrigation supplies (Q_{W} , negative values). Water withdrawals for domestic supplies were quite constant with a mean of $19.4 \pm 1.2 \text{ Mm}^3/\text{y}$ between 2000 and 2020. They were characterized by a slight increase of $+0.04 \text{ Mm}^3/\text{y}$. Withdrawals for irrigation were more variable from one year to another but also tended to increase by $+0.22 \text{ Mm}^3/\text{y}$.

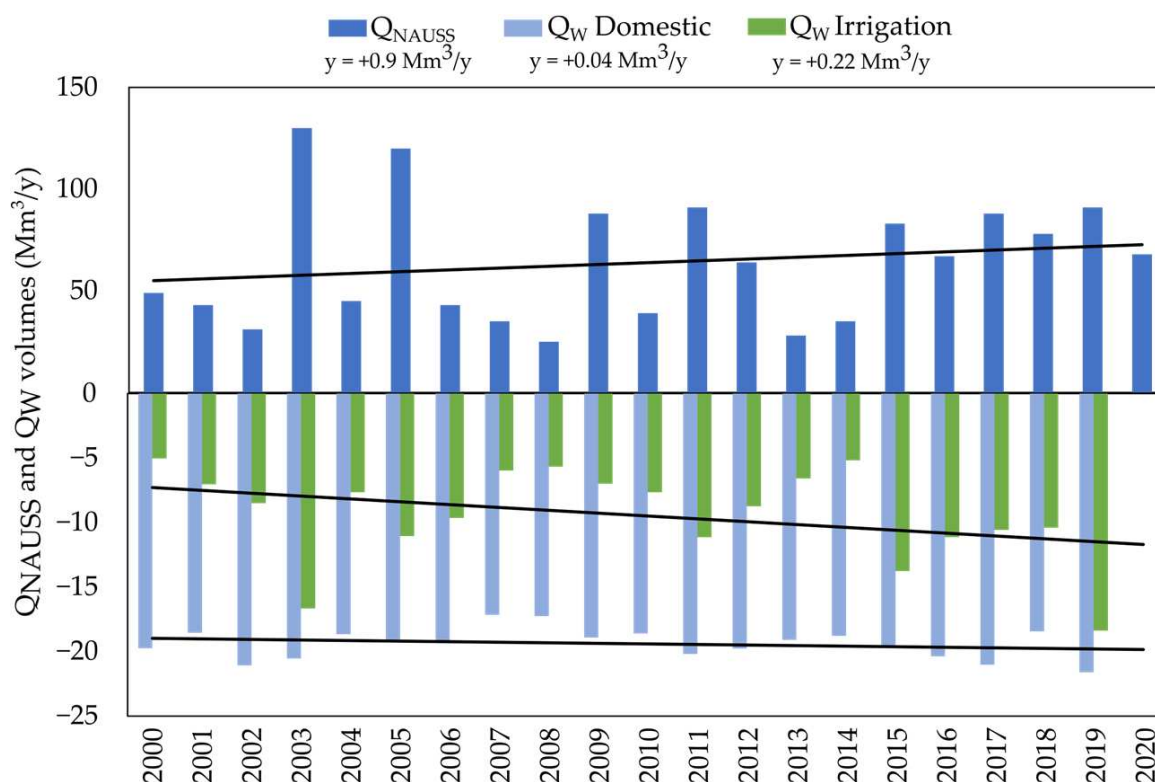


Figure 6. Annual volume of water injected into the river by the Naussac Dam (Q_{NAUSS}) and annual volume of water withdrawn for domestic supplies and irrigation (Q_W), all expressed in Mm^3/y . The trend lines are given for each presented component.

Moreover, we observed a recurrence of years with more intense summer droughts; that was the case for the years 2003, 2005, 2011, 2015, and 2019. These droughts were mainly characterized by an increased volume of withdrawals for irrigation and dam releases (Figure 6) and by a decrease in precipitation. However, for the latter, some discrepancies were noted between the upstream and downstream parts of the study area. The drought of 2003 for instance, was characterized by a drop in precipitation in the downstream part (Figure 5d) but not in the upstream part (Figure 5c). On the contrary, during the 2015 drought, a decline in precipitation was clearly observed in both parts of the watershed. The effect of this lack of precipitation did not always result in a decrease in the mean annual river flow in Limons (as in 2003) because this intense low-flow period was followed by a major flood (observed peak flow of $1120 m^3/s$). Therefore, the contribution of the upstream and downstream parts to the observed river flow at the outlet in Limons could considerably vary in time, and the origin of the droughts could be multifactorial (on the interannual scale).

Q_{NAUSS} also tended to increase in 2000–2020. To cite an extreme case, in 2003, $130 Mm^3$ were released by the dam. This means that almost 70% of the dam reservoir lake was emptied to support the streamflow versus the drought.

3.1.3. Subannual Variations

Figure 7 reports the subannual values of Q_{LIMONS} , Q_{VB} (Figure 7a), and H_{CULHAT} (Figure 7b) for three piezometers (P40-09, 08, and 07) whose locations are represented in Figure A1. This figure represents the mean distribution of the daily river flows in Limons, Vieille-Brioude, and the groundwater levels in Culhat over a year (averaged for 2000–2020 for the flows and for 2007–2020 for the levels).

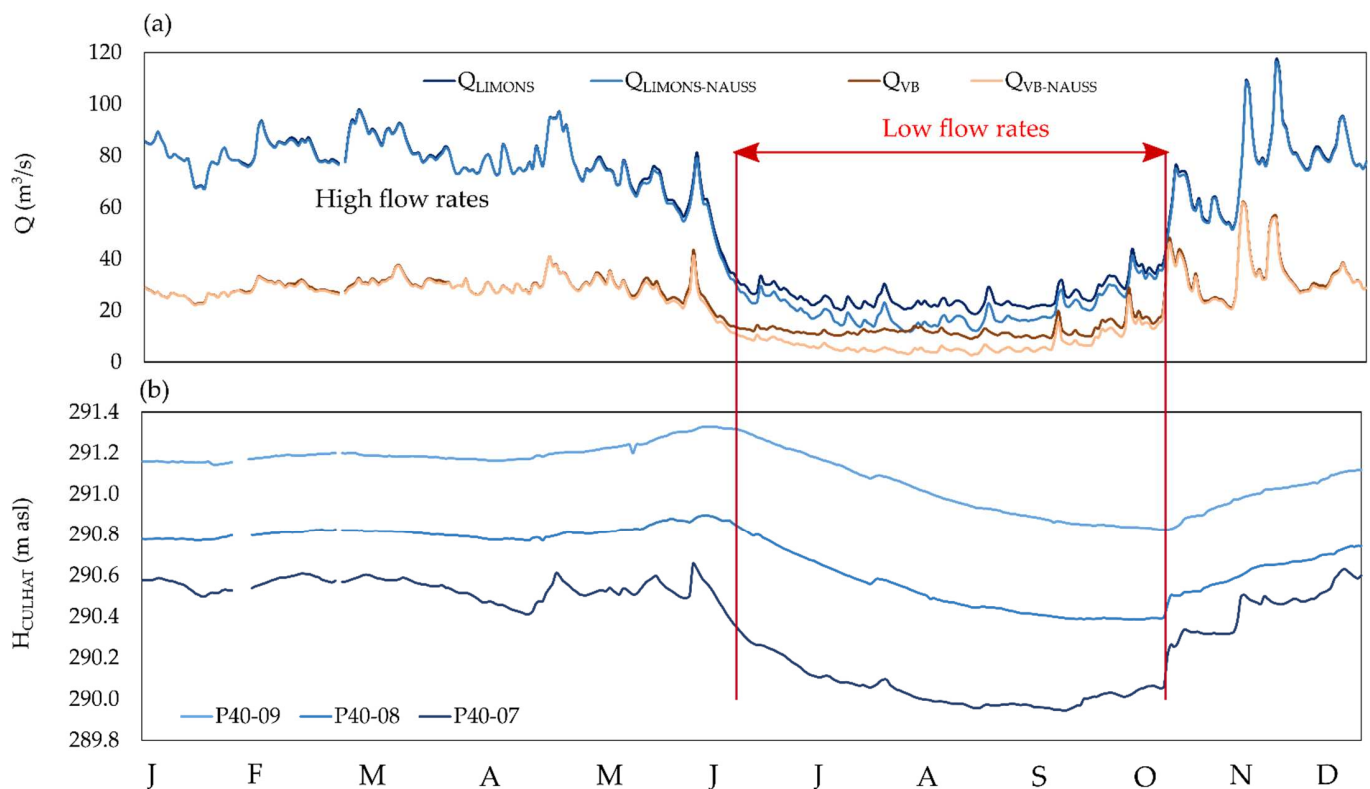


Figure 7. (a) Distribution of the Allier River's flow rates (m^3/s) over a year, which was averaged on a daily basis from 2000 to 2020 in Vieille-Brioude (Q_{VB}) and Limons (Q_{LIMONS}), from which Naussac Dam's daily releases were subtracted ($Q_{\text{VB-NAUSS}}$ and $Q_{\text{LIMONS-NAUSS}}$), (b) distribution of the groundwater levels (m asl) over a year, which was averaged on a daily basis from 2007 to 2020, for three piezometers in Culhat (H_{CULHAT}).

The distribution of Q_{LIMONS} showed an important difference between the high ($73 \text{ m}^3/\text{s}$) and low flows ($31 \text{ m}^3/\text{s}$) in Figure 7a. During the summer, the reduced difference between Q_{VB} and Q_{LIMONS} indicated that the Allier River flow mainly originated from the upstream part of the study area. During the winter, it was the opposite, with a higher contribution of the downstream part to Q_{LIMONS} .

Thus, looking at the subannual scale, the hydrology of the Allier Watershed was characterized through a nivo-pluvial regime, with high flows in the autumn and spring due to abundant rainfall which were accentuated in the spring by the snowmelt [67,68]. To emphasize the importance of Q_{NAUSS} during low waters, the river flow in Limons and Vieille-Brioude was subtracted by Q_{NAUSS} ($Q_{\text{LIMONS-NAUSS}}/Q_{\text{VB-NAUSS}}$). In the summer, Q_{VB} was almost exclusively supplied by Q_{NAUSS} , while Q_{NAUSS} contributed to around 50% of the observed Q_{LIMONS} . This highlighted that during the average summer, the observed river flow at the outlet was more dam-dominated than natural.

The strong seasonality of the Allier River flow was also noticeable in groundwater levels such as H_{CULHAT} (Figure 7b). Furthermore, we observed a decreasing level of H_{CULHAT} towards the Allier River (Figure A1), indicating that the alluvial aquifer supplies the Allier River. P40-07 was the piezometer where contrasts between high and low flows were more pronounced, which was similar to the river flow pattern reflecting the equilibrium between the river and the aquifer.

The analysis of the hydrometeorological data of the last 20 years allowed us to identify the forces that the Allier hydrosystem was facing, particularly on its downstream part (Figure 5b,d,f,h): (1) air temperatures increasing by $0.06 \text{ }^\circ\text{C}/\text{y}$ and, thus, potential evapotranspiration increasing by $2.5 \text{ mm}/\text{y}$; (2) withdrawals for irrigation increasing by $0.22 \text{ Mm}^3/\text{y}$; (3) river flows at the watershed outlet in Limons decreasing by $-20.8 \text{ Mm}^3/\text{y}$ along with groundwater levels at specific locations, such as Culhat (Figure 5h); and (4) a

crucial contribution of the Naussac Dam during the summers (Figure 7a). In the following section, the hydrological model Gardenia was used to discriminate the factors controlling the Allier hydrosystem water balance and to simulate their evolution according to global changes.

3.2. Quantification of the Driving Factors of the Water Balance from 2000 to 2020

3.2.1. Calibrated Model and Parameters

The calibration of the model was performed on a daily timestep for Q_{LIMONS} from 2000 to 2014 (Figure 8a) and for H_{CULHAT} from 2010 to 2016 (Figure 8b). Gardenia was effective in reproducing the Q and H patterns of the river and the alluvial aquifer, with a NSE of 0.91 and 0.85, respectively. The calculated biases on the calibration period were small: $-2.7 \text{ m}^3/\text{s}$ for Q_{LIMONS} and -0.03 m asl for H_{CULHAT} . Figure 8b,e illustrate the good correlation between the observed and simulated values, with an R^2 of 0.91 for Q_{LIMONS} and 0.85 for H_{CULHAT} over the calibration period. The river flow simulation over the validation period of 2000–2014 (Figure 8a,c) for Q_{LIMONS} had an unchanged NSE of 0.91 and a Q_{bias} of $-4.1 \text{ m}^3/\text{s}$. Then, the validation period of 2017–2020 for H_{CULHAT} had an NSE of 0.84 and an H_{bias} with a value of -0.1 m asl (Figure 8d,f). Hence, the model was more efficient in simulating the river flows than the groundwater levels. Several reasons could be given, such as the duration of the calibration period was smaller for the groundwater levels than for the flows, because of data availability. Moreover, there were more calibration parameters dedicated to optimizing the river flow than the groundwater levels (Table 2). Those elements might lead to a better fit in the river flow simulation than the groundwater levels.

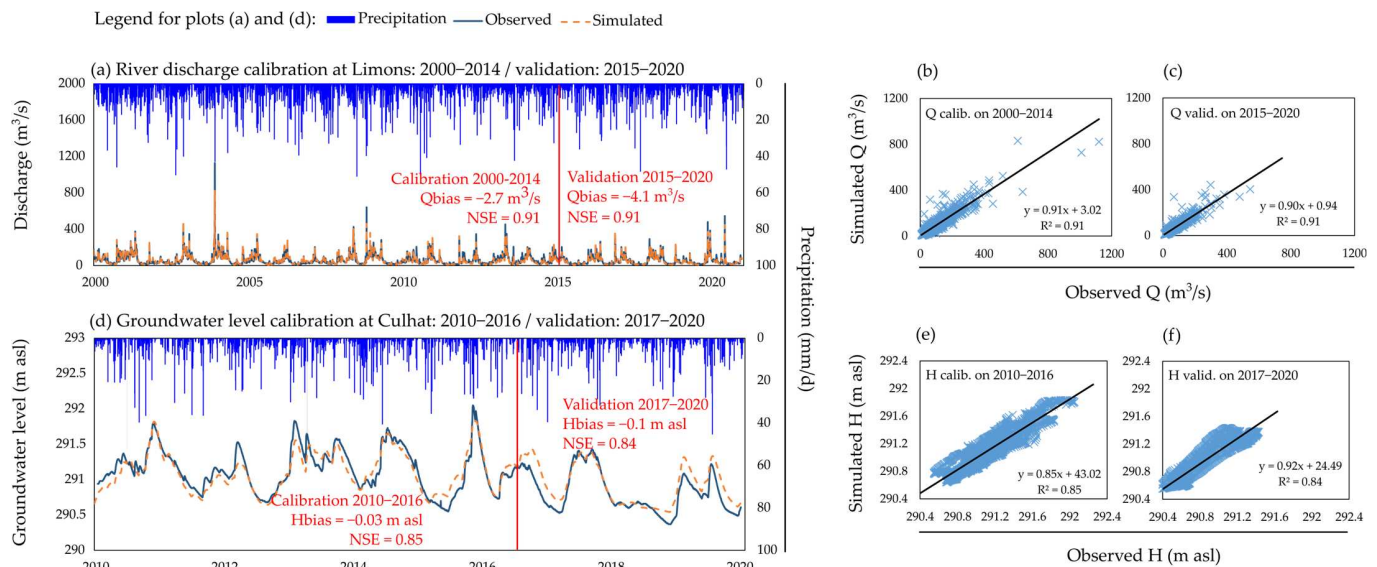


Figure 8. (a) Evolution of the simulated vs. observed Allier River discharge (m^3/s) in Limons with the corresponding correlation plots considering a calibration using (b) 2000–2014 timestep and (c) a validation using 2015–2020 timestep; (d) evolution of the simulated vs. observed groundwater levels in Culhat (m asl) with the corresponding correlation plots considering a calibration using (e) 2010–2016 timestep and (f) a validation using 2017–2020 timestep. In (a,d), precipitation (mm/d) was determined for the downstream part (Figure 1b) of the study area.

Furthermore, some misfits were noticed, especially for the flood periods of Q_{LIMONS} . This could be due to the applied weighting that was aimed at minimizing the deviations in the square root of the flows, which favored low waters. The set of parameters that allowed us to obtain this calibration is shown in Table 4.

Table 4. Post-calibration of the optimized parameters and their adjustment ranges.

Parameter	Unit	Initial Value	Min	Max	Calibrated Value
S_{RES}	mm	250	0	650	131.5
H_{R-I}	mm	70	1	9999	48.6
F_{EXCH}	%	0	−70	80	−31.0
F_D	day	0	0	10	2.2
Infilt _{1/2}	month	0.5	0.05	10	0.05
Dry _{1/2}	month	2	0.05	15	0.36
G_{BF}	m asl	0	-	-	290.5
S_{COEFF}	(%)	10	1	30	1.6

Different ranges of variations were tested for each optimization parameter. The parameters presented in Table 4 allowed the best river flow and level fit (Figure 8). The soil capacity (S_{RES}) and the distribution height of the runoff–infiltration parameter (H_{R-I}) were particularly important, as they controlled the production of effective precipitation. Regarding the simulated H_{CULHAT} , the optimized storage coefficient of 2% was coherent with an unconfined aquifer type, which was the case for the Allier’s alluvial aquifer.

Figure 8a,d also illustrate the precipitation records used as input data in the Gardenia model. Some floods observed in Limons resulted from important precipitation events occurring in the upstream part of the study area and caused an increase in inflow in Vieille-Brioude, which was, thus, reflected in Limons. Indeed, there were often precipitation events that did not necessarily lead to river floods or groundwater level increases in the downstream part. Moreover, some precipitation events occurred in the summer, and they may not have been effective precipitation events due to higher evapotranspiration rates.

3.2.2. Water Balance in the Downstream Part from 2000 to 2020

The observed precipitation values Q_{VB} and Q_{LIMONS} were derived from the preanalysis in Section 3.1. The model calibration allowed us to specify the actual evapotranspiration and effective precipitation rates. The latter was divided into runoff and groundwater recharge. In the Gardenia model scheme, the water fluxes that were not distributed between ETa or GWR supplied the R component (Figure 2).

The water budget represents the resource stability and availability at the watershed scale. Considering the downstream part of the study area, the following formula could be written (5):

$$Q_{IN} + P_{EFF} = Q_{OUT} \pm \Delta S \quad (5)$$

$$\text{Thus: } \Delta S = \text{Inflows } (Q_{IN} + P_{EFF}) - \text{Outflows } Q_{OUT} \quad (6)$$

with Q_{IN} being the sum of Q_{VB} and Q_{ALGN} and with Q_{OUT} being the sum of Q_{LIMONS} and the water withdrawals Q_W (domestic supply + irrigation). The difference between the rates of water flowing in and out of an accounting unit was balanced by the change in the water storage ΔS (6) [69]. Figure 9 thus illustrates the total inflows, outflows, and ΔS at the downstream basin scale. Inflows decreased at a rate of $-45 \text{ Mm}^3/\text{y}$ in the modelling period of 2000–2020.

ETa ($570 \pm 50 \text{ mm/y}$) and P_{EFF} ($250 \pm 100 \text{ mm/y}$) were realistic compared to the previous results obtained in the study area. Indeed, according to [70,71], ETa represented, on average, 60% of total terrestrial precipitation events, which was coherent with the modelled value of ETa that corresponds to 68% of precipitation events. P_{EFF} was equivalent to 32% of total precipitation events, which agreed with the study realized by [50] who also worked on the Allier basin. The French geological survey, BRGM [72], indicated that weather stations with the lowest mean annual P_{EFF} were located in continental lowlands, such as Clermont–Ferrand. ETa and P_{EFF} decreased at a rate of -2.8 mm/y and -10 mm/y (-200 mm over 20 years), respectively.

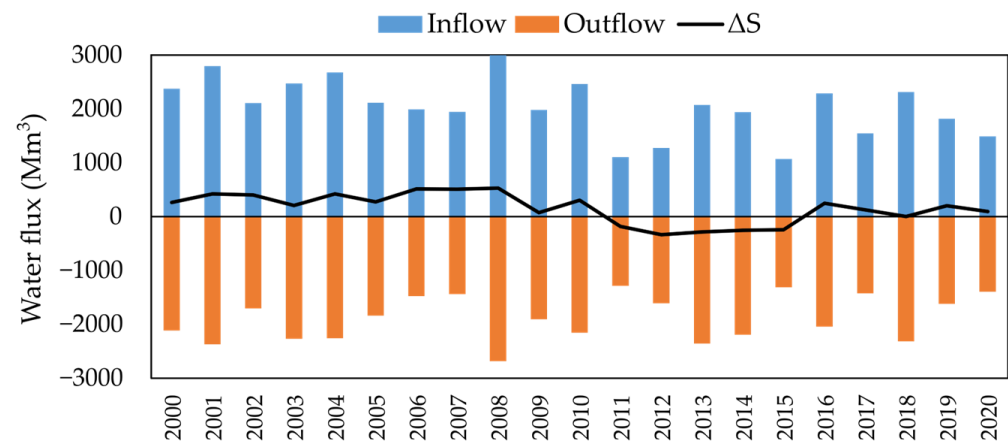


Figure 9. Water balance of the downstream part of the study area (as defined in Figure 1b) for the 2000–2020 period: inflows ($Q_{IN} + P_{EFF}$) and outflows (Q_{OUT}). ΔS is the difference between inflows and outflows. All fluxes were expressed in Mm^3/y .

The ΔS fluctuations were strongly linked to the interannual variations of P_{EFF} ($R^2 = 0.75$). During the period of 2011–2015, ΔS was negative, meaning that the available water storage was more stressed than recharged. This was consistent with a significantly lower P_{EFF} amount of 130 mm/y between the years 2011 and 2015. Cases of negative ΔS values in water budget calculations were already reported in other studies [73,74]. In our case, if outflows were higher than inflows, it meant that there was a greater solicitation of the alluvial aquifer that supported the river. In the present case, water withdrawals (Q_W) poorly influenced the water balance, except during the summers when irrigation occurred. At the annual scale, Q_W represented 0.8% to 2.5% of the output fluxes (Figure 9), and it did not significantly improve the model calibration when inputted into Gardenia. Nonetheless, at the subannual scale, irrigation could represent up to 30% of the river flow monitored in Limons, such as that in July 2019 during an important drought. Then, the groundwater recharge was determined throughout the model, and it accounted for 130 ± 48 mm/y between the years 2000 and 2020, making up 15% of overall precipitation events. This was very low compared to the recharge values observed in similar alluvial aquifers, which ranged from 10% to 34% [75–78].

Inflows in Figure 9 included Q_{NAUSS} (the part of the inflows monitored in Vieille-Brioude). Watersheds regulated by dams are numerous around the world [79–81], and their water releases can induce changes in river flow frequencies or in the interception of high flood peaks [82]. The year 2022 is an interesting example of the limitations of dam regulations: the Naussac Dam reservoir lake was indeed only 70% full, and the low-flow period started earlier, in May instead of June. This was due to the combined effects of insufficient winter precipitation events in the upstream part of the study area and the severe 2022 summer drought. If the dam is not sufficiently refilled in the winter of 2023, a period of crisis is expected for the following summer. The malfunctioning of the Naussac Dam would have important consequences on the summer Q_{VB} , on Q_{LIMONS} , and on groundwater levels such as H_{CULHAT} [82].

Hence, warming summers and the temporal unevenness of precipitation events have given rise to supplemental irrigation requirements at different places [83]. Achugbu et al. (2022) [84] stated that evapotranspiration is a major factor with respect to changes in streamflows due to the land use changes in their study area. Climate in the Allier River Watershed stood out as a major driver of the water balance, actual evapotranspiration, and effective precipitation, which were prevalent factors given the model outputs. The main challenge is being able to discriminate between climatic and anthropogenic influences. Climate would explain many of the observed trends in Northwest Europe, while, for Southwest Europe, human disturbances better explain both the temporal and spatial trends [85]. Effective future water resource management is threatened by the uncertainties

related to the changing climate processes and anthropogenic impacts that are occurring on an increasing basis, as Lorenzo-Lacruz et al. (2022) [86] concluded in their study.

Different solutions have been proposed to mitigate the impacts of this so-called “global change”. For instance, Mas-Pla et al. (2013) [87] proposed the alternative of using basement groundwater as a potential water supply to ease the pressure on overexploited stream-connected alluvial aquifers. This could be a solution, but only sporadically.

Gupta et al. (1985) [88] suggested using canals for irrigation, which could also allow the additional recharge of groundwater through canal seepage. The groundwater decline could also be reversed through an artificial groundwater recharge by using vertical shafts (with sand–gravel filters) [89] or infiltration galleries to move surface water into the aquifer [22] and to collect precipitation and ditch flow during the nonproduction season for later irrigation use. Reba et al. (2017) [90] investigated the use of on-farm reservoirs and managed an aquifer recharge (artificial recharge over nonconfined geological units). In Mississippi, a large number of reservoirs collecting winter precipitation were built to replace the use of alluvial aquifers, which suffer from a decline of more than 30 m in some places. Thus, the use of artificial reservoirs is a solution adopted in many watersheds, but it may not be the “best” solution in our case as there is already one (i.e., the Naussac Dam). As previously explained, it recently showed its limitations within the summer of 2022.

Possible solutions could be found in land use/cover management as well. For instance, Tribouillois et al. (2022) [91] studied the advantages of cover crops. They showed that using long-duration crops and diversifying rotations help in improving quantitative water management. The replacement of maize with crops requiring less water was also mentioned. Similar perspectives were explored by Martin et al. (2016) [92]: a full crop rotation would lead to a 10.5% reduction of irrigation withdrawals. In the case of our study, it would reduce human pressures when the Allier River is at its lowest rates. There are, therefore, interesting perspectives that have recently been proposed to achieve better water management through improved land handling.

3.2.3. River Flow and Groundwater Level Variations from 2030 to 2070

Figure 10 presents the reference (2000–2020) and the forecasted (2030–2070) Q_{LIMONS} and groundwater levels in Culhat-P40-07 (H_{CULHAT}) according to the defined case scenarios in Section 2.4. The forecasted flows all decreased compared to the reference, up to $48.05 \pm 25.90 \text{ m}^3/\text{s}$ in RegCM4-6/RCP8.5 (Figure 10a). The reference of H_{CULHAT} was $290.35 \pm 0.24 \text{ m asl}$; the forecasted levels all decreased down to $290.27 \pm 0.23 \text{ m asl}$ (in RegCM4-6/RCP8.5) compared to that reference (Figure 10b). Q_{LIMONS} was $56.90 \pm 28.81 \text{ m}^3/\text{s}$ over 2000–2020. Although, all the trends were downward, the differences between the scenarios were minimal at the interannual scale (Figure 10) as the standard deviations overlapped.

At the subannual scale, there were noticeable variations as well (Figure 11). The mean annual distribution of Q_{LIMONS} and H_{CULHAT} for the 2030–2070 period were computed according to different scenarios: the RCM Aladin63/RCP2.6 (Figure 11a,b) and the RegCM4-6/RCP8.5 (Figure 11c,d) scenarios. Each curve was compared to the reference determined with the 2000–2020 Q_{LIMONS} and the 2007–2020 H_{CULHAT} .

The ref Q_{LIMONS} and Q_{LIMONS} forecasts obtained through the Aladin63/RCP2.6 simulations (Figure 11a) presented a similar evolution except for a better distribution of the autumn flows that begin in early September and a flood control of the high flows occurring from October to December. RegCM4-6 in RCP8.5 (Figure 11c) showed a global decrease in the Allier flow rate with a flood control affecting the spring, autumn, and winter. The low-flow period was reduced compared to the reference and extended from late July to October. The flow rates were dramatically affected, reaching values lower than $10 \text{ m}^3/\text{s}$. This was due to a decrease in precipitation and runoff and an increase in irrigation activities. The simulated decrease corresponded to -15.7% of the total streamflows.

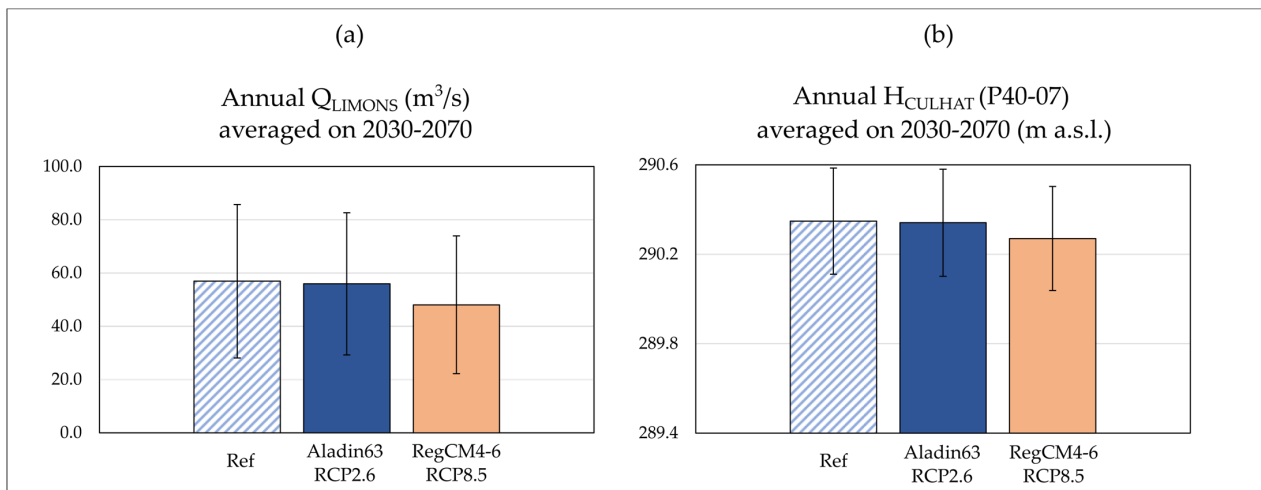


Figure 10. (a) Q_{LIMONS} (m^3/s) and (b) H_{CULHAT} for piezometer P40-07 m asl, both yearly averages for 2030–2070, were presented for the “best” case (RCM Aladin63 in RCP2.6) and “worst” case (RCM RegCM4-6 in RCP8.5). The error bars represent the standard deviations determined for 2030–2070 and “Ref” (reference), which stand for the observed Q_{LIMONS} for 2000–2020 and H_{CULHAT} (P40-07) for 2007–2020.

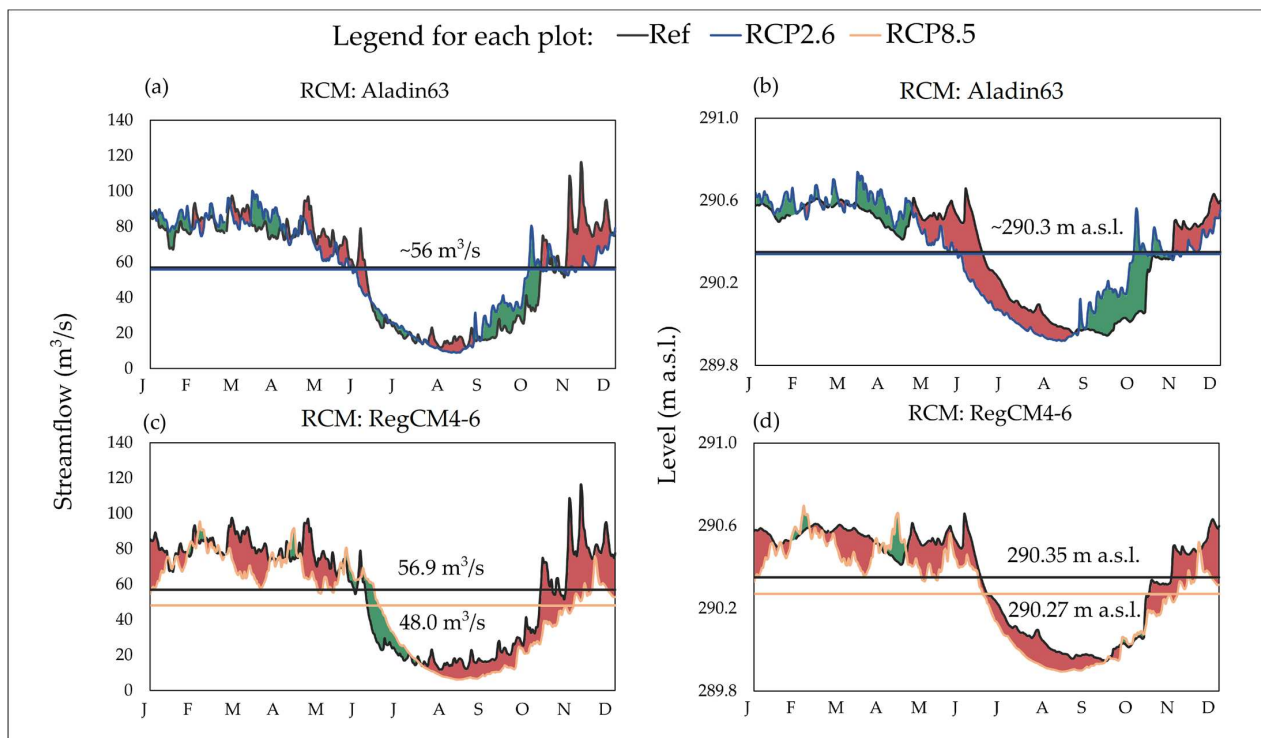


Figure 11. (a–c) Annual mean distribution of Q_{LIMONS} (m^3/s) and (b–d) annual mean distribution of H_{CULHAT} for piezometer P40-07 (m asl) over 2030–2070 compared to the river flow reference (2000–2020) and the groundwater level reference (2007–2020). The green areas mean that the forecasted flow/level is above the reference and the reverse is represented by red areas. The yearly mean flow/level over 2030–2070 period for the reference and the forecast are also shown.

The forecasted H_{CULHAT} for 2030–2070 with Aladin63/RCP2.6 (Figure 11b) showed a shift in the low-water period that began in May and ended in September, whereas, with RegCM4-6 RCP8.5, a global decrease in H_{CULHAT} was observed (Figure 11d). The maximum annual decrease in the groundwater level was 0.08 m (worst case scenario). The Naussac Dam was included in the forecasts by setting $6 m^3/s$ in Vieille-Brioude (see Section 2.2 for

more details). It did not cause a difference in the river flows in the considered scenarios; it was indeed compensated by water withdrawals, especially irrigation.

Other studies have examined the impact of climate change on the hydrology of French rivers and aquifers, at basin scales, using similar hydrological models. Habets et al. (2013) [56] agreed with a global decrease in streamflows and groundwater levels in the Seine and the Somme River basins. The results were more contrasted for Thirel et al. (2019) [93] who forecasted a slight increase in the annual discharges of the Rhine River, which was even more important in RCP8.5, and a decrease in low flows by 2050. A more global study carried out at the French territory scale (Explore 2070 project, [94]) reported, in accordance with our results, a general decrease in river streamflows from 10% to 40%, with a stronger decrease in summer low flows. Moreover, the Explore 2070 specific groundwater report [95] mentioned a decrease in the groundwater recharge with climate change. The most pessimistic models indicated a very limited decrease in groundwater levels in the alluvial plains, which was consistent with the -0.08 m asl forecasted in the current study. Even though most hydrologic indicators point to an overall decrease in water resources, the consequences of climate change are quite heterogeneous in France and worldwide. Within several studies, the impact was mostly an acceleration of the existing seasonality with an increase in high flows during the wet seasons and a decrease in low flows during the dry seasons [96,97].

4. Conclusions

This study presented a general assessment of the impacts of hydrometeorological (precipitation, air temperature, and river flow) and anthropogenic parameters (withdrawals and dam releases) on the Allier River and its alluvial aquifer over a recent period, from 2000 to 2020. The recurrence of intense droughts, the continuous exploitation of this hydrosystem, and the uncertain effect of climate change have all given rise to many concerns among local water managers and among the scientific community. In this framework, we proposed using hydrological modelling with Gardenia to determine the driving factors of the water balance at the Allier River Watershed scale. The model calibration carried out between 2000 and 2014 included hydrometeorological and water withdrawal data.

It appears that the Allier hydrosystem is not spared from climatic and anthropogenic influences and their classical evolution, showing a decrease in effective precipitation and groundwater recharge and an increase in anthropogenic pressures. At the subannual scale, the impact of the Naussac Dam was highlighted because its releases covered almost 100% of the river flow in Vieille-Brioude (the outflow of the upstream basin) and 50% of Q_{LIMONS} (the outlet of the whole study area) during summer droughts. Gardenia showed the participation of each component in the water budget. Actual evapotranspiration, effective precipitation, and groundwater recharge accounted, respectively, for 68%, 32%, and 15% of the total precipitation in the downstream part of the study area. The change in water storage ΔS was tightly linked to the interannual variations of effective precipitation and was strongly affected by periods of drought (especially in 2011–2015, where ΔS was negative).

In order to quantitatively forecast the evolution of both the surface and groundwater, two sets of climate projections from the DRIAS-2020 database (Aladin63/RCP2.6 and RegCM4-6/RCP8.5) were used. They, respectively, corresponded to the best and the worst scenarios of evolution considered in our study, Aladin63/RCP2.6 being the best and RegCM4-6/RCP8.5 being the worst. Whatever the scenario, the river flow at the outlet in Limons and the groundwater levels in Culhat decreased compared to the reference value determined in 2000–2020, with a more or less elevated amplitude depending on the scenario. Aladin63 /RCP2.6 led to a small decrease on an annual basis but also to a change in the distribution of high and low flows within the year. RegCM4-6 /RCP8.5 generated more important modifications with a large decrease in both river flows and groundwater levels.

The critical point of such a study is to distinguish the different drivers that affect water resource availability. Climate change and water withdrawals are the two major drivers that alter hydrological processes, but they are intimately related, as climate change generates

droughts that have higher water withdrawals for irrigation as a consequence. Irrigation indeed creates a real challenge: having to withdraw water from the streamflow when the river is the least able to supply it. That is why the Naussac Dam was built: to ensure a minimum flow in the Allier River. However, given the recent intense and longer-lasting summer droughts, managers are concerned about the difficulties of refilling the dam in the winter. Some alternatives were reviewed, and the use of artificial water reservoirs seems to be largely adopted. Nevertheless, considering the important uncertainties surrounding the Naussac Dam, a solution involving a reduction in withdrawals associated with improved agricultural land use management has to be favored.

Using hydrological modelling, this study showed that climate variability (in time and space) can be a major factor driving the alluvial hydrosystem water balance over anthropogenic pressures such as water withdrawals. The method presented in this paper could be applied to any watershed.

Author Contributions: Conceptualization, investigation, methodology, and writing—original draft preparation, J.L.; funding acquisition, methodology, supervision, writing—review and editing, and project administration, H.C.; writing—review and editing, J.-L.D.; investigation and writing—review and editing, J.A.; funding acquisition, supervision, writing—review and editing, and project administration, G.M. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This research was funded by I-SITE CAP20-25, Clermont Auvergne Metropole, L'Agence de l'Eau Loire-Bretagne, L'Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand (OPGC) and by the Service National d'Observation H+.

Institutional Review Board Statement: Not applicable.

Informed Consent Statement: Not applicable.

Data Availability Statement: The data used in this article do not belong to us, most of the data are available on public websites and were downloaded on 1 November 2022. The river flow data are available at <https://www.hydro.eaufrance.fr>, the piezometric levels are available at <https://ades.eaufrance.fr>, the water abstraction volumes are available at <https://bnpe.eaufrance.fr> and at www.eau-loire-bretagne.fr, the meteorological data were issued from Météo-France (<https://publitheque.meteo.fr>) but require a license, and the Naussac Dam release data are property of Etablissement Public Loire (EPL) and are not publicly available. Regional climate projections were downloaded from the DRIAS platform at <http://www.drias-climat.fr/>. The hydrological model used in this article, Gardenia, can be openly accessed at <https://www.brgm.fr/fr/logiciel/gardenia-logiciel-modelisation-hydrologique-globale-bassin-versant>.

Acknowledgments: The authors gratefully acknowledge the support for this research that was funded by I-SITE CAP20-25, Clermont Auvergne Metropole and by L'Agence de l'Eau Loire-Bretagne, OPGC, SNO H+ and we would like to express our sincere acknowledgment to Dominique Thiéry for his technical support with Gardenia.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

Appendix A

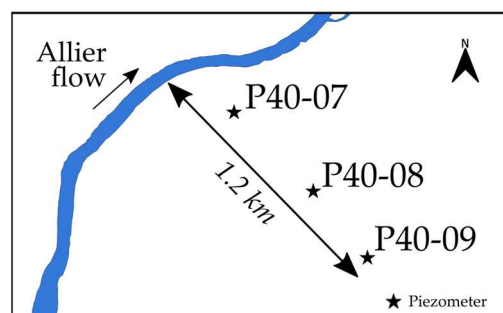


Figure A1. Location of the three available piezometers on the Allier's alluvial aquifer in Culhat: P40-07, P40-08, and P40-09.

Table A1. Table summarizing the most important abbreviations used throughout this study.

Abbreviation	Significance
CF	Clermont–Ferrand weather station (Figure 1b)
SEDL	St-Etienne-de-Ludgares weather station (Figure 1b)
VB	Vieille-Brioude (Figure 1b)
P	Precipitation
Ta	Air temperature
PET	Potential Evapotranspiration
ETa	Actual Evapotranspiration
P _{EFF}	Effective precipitation
GWR	Groundwater recharge
Q	River flow /discharge
Q _W	Water withdrawal
Q _{LIMONS}	River flow in Limons
Q _{VB}	River flow in Vieille-Brioude
Q _{ALGN}	River flow for the Alagnon River
Q _{NAUSS}	Water releases of the Naussac Dam
NSE	Nash–Sutcliffe efficiency criterium

References

- Wang, S.; McKenney, D.W.; Shang, J.; Li, J. A National-Scale Assessment of Long-Term Water Budget Closures for Canada's Watersheds. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2014**, *119*, 8712–8725. [[CrossRef](#)]
- Thornthwaite, C.W.; Mather, J.R. *Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance*; Drexel Institute of Technology Laboratory of Climatology: Centerton, NJ, USA, 1957; Volume 10.
- Milly, P.C.D. Climate, Soil Water Storage, and the Average Annual Water Balance. *Water Resour. Res.* **1994**, *30*, 2143–2156. [[CrossRef](#)]
- Hasenmueller, E.A.; Criss, R.E. Water Balance Estimates of Evapotranspiration Rates in Areas with Varying Land Use. In *Evapotranspiration—An Overview*; Alexandris, S., Ed.; InTech: London, UK, 2013; ISBN 978-953-51-1115-3.
- Xu, C.-Y.; Singh, V.P. A Review on Monthly Water Balance Models for Water Resources Investigations. *Water Resour. Manag.* **1998**, *12*, 31–50. [[CrossRef](#)]
- De Vries, J.J.; Simmers, I. Groundwater Recharge: An Overview of Processes and Challenges. *Hydrogeol. J.* **2002**, *10*, 5–17. [[CrossRef](#)]
- Dubois, E.; Larocque, M.; Gagné, S.; Meyzonnat, G. Simulation of Long-Term Spatiotemporal Variations in Regional-Scale Groundwater Recharge: Contributions of a Water Budget Approach in Cold and Humid Climates. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2021**, *25*, 6567–6589. [[CrossRef](#)]
- Pointet, T. The United Nations World Water Development Report 2022 on Groundwater, a Synthesis. *LHB* **2022**, *108*, 2090867. [[CrossRef](#)]
- United Nations. *The United Nations World Water Development Report 2022: Groundwater: Making the Invisible Visible*; UNESCO: Paris, France, 2022; p. 246.
- Foster, S.S.D.; Chilton, P.J. Groundwater: The Processes and Global Significance of Aquifer Degradation. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B* **2003**, *358*, 1957–1972. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
- Maréchal, J.-C.; Rouillard, J. Groundwater in France: Resources, Use and Management Issues. In *Sustainable Groundwater Management*; Rinaudo, J.-D., Holley, C., Barnett, S., Montginoul, M., Eds.; Global Issues in Water Policy; Springer International Publishing: Cham, Switzerland, 2020; Volume 24, pp. 17–45. ISBN 978-3-030-32765-1.
- Yasarer, L.M.W.; Taylor, J.M.; Rigby, J.R.; Locke, M.A. Trends in Land Use, Irrigation, and Streamflow Alteration in the Mississippi River Alluvial Plain. *Front. Environ. Sci.* **2020**, *8*, 66. [[CrossRef](#)]
- Dafny, E.; Silburn, D.M. The Hydrogeology of the Condamine River Alluvial Aquifer, Australia: A Critical Assessment. *Hydrogeol. J.* **2014**, *22*, 705–727. [[CrossRef](#)]
- Rêgo, J.C.; Albuquerque, J.P.; Filho, J.D.P.; Tsuyuguchi, B.B.; Souza, T.J.; Galvao, C.O. Sustainable and Resilient Exploitation of Small Alluvial Aquifers in the Brazilian Semi-Arid Region. In *Groundwater for Sustainable Livelihoods and Equitable Growth*; CRC Press: London, UK, 2022; pp. 101–121. ISBN 978-1-00-302410-1.
- Ferrara, V.; Pappalardo, G. Intensive Exploitation Effects on Alluvial Aquifer of the Catania Plain, Eastern Sicily, Italy. *Geofis. Int.* **2004**, *43*, 671–681.
- Hena Casas, J.D.; Fernández Escalante, E.; Ayuga, F. Alleviating Drought and Water Scarcity in the Mediterranean Region through Managed Aquifer Recharge. *Hydrogeol. J.* **2022**, *30*, 1685–1699. [[CrossRef](#)]
- Du, M.; Zattero, E.; Ma, Q.; Delestre, O.; Gourbesville, P.; Fouché, O. 3D Hydraulic Modeling of a Complex Alluvial Aquifer for Groundwater Resource Management. *Procedia Eng.* **2016**, *154*, 340–347. [[CrossRef](#)]

18. Cotterman, K.A.; Kendall, A.D.; Basso, B.; Hyndman, D.W. Groundwater Depletion and Climate Change: Future Prospects of Crop Production in the Central High Plains Aquifer. *Clim. Change* **2018**, *146*, 187–200. [[CrossRef](#)]
19. Gautam, A.; Rai, S.C.; Rai, S.P. Impact of Anthropogenic Activities on the Alluvial Aquifers of North-East Punjab, India. *Environ. Monit. Assess.* **2020**, *192*, 527. [[CrossRef](#)]
20. Fu, G.; Rojas, R.; Gonzalez, D. Trends in Groundwater Levels in Alluvial Aquifers of the Murray–Darling Basin and Their Attributions. *Water* **2022**, *14*, 1808. [[CrossRef](#)]
21. Shu, Y.; Villholth, K.G.; Jensen, K.H.; Stisen, S.; Lei, Y. Integrated Hydrological Modeling of the North China Plain: Options for Sustainable Groundwater Use in the Alluvial Plain of Mt. Taihang. *J. Hydrol.* **2012**, *464–465*, 79–93. [[CrossRef](#)]
22. Godwin, I.A.; Reba, M.L.; Leslie, D.L.; Adams, R.F.; Rigby, J.R. Feasibility of Farm-Scale Infiltration Galleries for Managed Aquifer Recharge in an Agricultural Alluvial Aquifer of Northeast Arkansas. *Agric. Water Manag.* **2022**, *264*, 107531. [[CrossRef](#)]
23. Petrone, K.C.; Hughes, J.D.; Van Niel, T.G.; Silberstein, R.P. Streamflow Decline in Southwestern Australia, 1950–2008: Streamflow Decline. *Geophys. Res. Lett.* **2010**, *37*, L11401. [[CrossRef](#)]
24. Shi, R.; Wang, T.; Yang, D.; Yang, Y. Streamflow Decline Threatens Water Security in the Upper Yangtze River. *J. Hydrol.* **2022**, *606*, 127448. [[CrossRef](#)]
25. Luce, C.H.; Holden, Z.A. Declining Annual Streamflow Distributions in the Pacific Northwest United States, 1948–2006. *Geophys. Res. Lett.* **2009**, *36*, L16401. [[CrossRef](#)]
26. Das, S.; Sangode, S.J.; Kandekar, A.M. Recent Decline in Streamflow and Sediment Discharge in the Godavari Basin, India (1965–2015). *Catena* **2021**, *206*, 105537. [[CrossRef](#)]
27. Mair, A.; Fares, A. Influence of Groundwater Pumping and Rainfall Spatio-Temporal Variation on Streamflow. *J. Hydrol.* **2010**, *393*, 287–308. [[CrossRef](#)]
28. Fang, B.; Kam, J.; Elliott, E.; Tootle, G.; Therrell, M.; Lakshmi, V. The Recent Decline of Apalachicola–Chattahoochee–Flint (ACF) River Basin Streamflow. *Hydrology* **2022**, *9*, 140. [[CrossRef](#)]
29. Dey, P.; Mishra, A. Separating the Impacts of Climate Change and Human Activities on Streamflow: A Review of Methodologies and Critical Assumptions. *J. Hydrol.* **2017**, *548*, 278–290. [[CrossRef](#)]
30. Cabus, P. River Flow Prediction through Rainfall–Runoff Modelling with a Probability-Distributed Model (PDM) in Flanders, Belgium. *Agric. Water Manag.* **2008**, *95*, 859–868. [[CrossRef](#)]
31. Thierion, C.; Longuevergne, L.; Habets, F.; Ledoux, E.; Ackerer, P.; Majdalani, S.; Leblois, E.; Lecluse, S.; Martin, E.; Queguiner, S.; et al. Assessing the Water Balance of the Upper Rhine Graben Hydrosystem. *J. Hydrol.* **2012**, *424–425*, 68–83. [[CrossRef](#)]
32. Pumo, D.; Arnone, E.; Francipane, A.; Caracciolo, D.; Noto, L.V. Potential Implications of Climate Change and Urbanization on Watershed Hydrology. *J. Hydrol.* **2017**, *554*, 80–99. [[CrossRef](#)]
33. Lee, H.; McIntyre, N.; Wheeler, H.; Young, A. Selection of Conceptual Models for Regionalisation of the Rainfall-Runoff Relationship. *J. Hydrol.* **2005**, *312*, 125–147. [[CrossRef](#)]
34. Khakbaz, B.; Imam, B.; Hsu, K.; Sorooshian, S. From Lumped to Distributed via Semi-Distributed: Calibration Strategies for Semi-Distributed Hydrologic Models. *J. Hydrol.* **2012**, *418–419*, 61–77. [[CrossRef](#)]
35. Refsgaard, J.C.; Knudsen, J. Operational Validation and Intercomparison of Different Types of Hydrological Models. *Water Resour. Res.* **1996**, *32*, 2189–2202. [[CrossRef](#)]
36. McMichael, C.E.; Hope, A.S.; Loaiciga, H.A. Distributed Hydrological Modelling in California Semi-Arid Shrublands: MIKE SHE Model Calibration and Uncertainty Estimation. *J. Hydrol.* **2006**, *317*, 307–324. [[CrossRef](#)]
37. Goderniaux, P.; Brouyère, S.; Fowler, H.J.; Blenkinsop, S.; Therrien, R.; Urban, P.; Dassargues, A. Large Scale Surface–Subsurface Hydrological Model to Assess Climate Change Impacts on Groundwater Reserves. *J. Hydrol.* **2009**, *373*, 122–138. [[CrossRef](#)]
38. Brunner, P.; Simmons, C.T. HydroGeoSphere: A Fully Integrated, Physically Based Hydrological Model. *Ground Water* **2012**, *50*, 170–176. [[CrossRef](#)]
39. Santhi, C.; Arnold, J.G.; Williams, J.R.; Dugas, W.A.; Srinivasan, R.; Hauck, L.M. Validation of the swat model on a large river basin with point and nonpoint sources. *J. Am. Water Resour. Assoc.* **2001**, *37*, 1169–1188. [[CrossRef](#)]
40. Guug, S.S.; Abdul-Ganiyu, S.; Kasei, R.A. Application of SWAT Hydrological Model for Assessing Water Availability at the Sherigu Catchment of Ghana and Southern Burkina Faso. *HydroResearch* **2020**, *3*, 124–133. [[CrossRef](#)]
41. Duan, Q.; Sorooshian, S.; Gupta, V. Effective and Efficient Global Optimization for Conceptual Rainfall-Runoff Models. *Water Resour. Res.* **1992**, *28*, 1015–1031. [[CrossRef](#)]
42. Bastola, S.; Ishidaira, H.; Takeuchi, K. Regionalisation of Hydrological Model Parameters under Parameter Uncertainty: A Case Study Involving TOPMODEL and Basins across the Globe. *J. Hydrol.* **2008**, *357*, 188–206. [[CrossRef](#)]
43. Kim, D.; Naliaka, A.; Zhu, Z.; Ogden, F.L.; McMillan, H.K. Experimental Coupling of TOPMODEL with the National Water Model: Effects of Coupling Interface Complexity on Model Performance. *J. Am. Water Resour. Assoc.* **2022**, *58*, 50–74. [[CrossRef](#)]
44. Merz, R.; Parajka, J.; Blöschl, G. Scale Effects in Conceptual Hydrological Modeling: Scale effects in conceptual hydrological modeling. *Water Resour. Res.* **2009**, *45*, W09405. [[CrossRef](#)]
45. Seibert, J.; Bergström, S. A Retrospective on Hydrological Catchment Modelling Based on Half a Century with the HBV Model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2022**, *26*, 1371–1388. [[CrossRef](#)]
46. Perrin, C.; Michel, C.; Andréassian, V. Improvement of a Parsimonious Model for Streamflow Simulation. *J. Hydrol.* **2003**, *279*, 275–289. [[CrossRef](#)]

47. Sezen, C.; Bezak, N.; Bai, Y.; Šraj, M. Hydrological Modelling of Karst Catchment Using Lumped Conceptual and Data Mining Models. *J. Hydrol.* **2019**, *576*, 98–110. [[CrossRef](#)]
48. Thiéry, D. Forecast of Changes in Piezometric Levels by a Lumped Hydrological Model. *J. Hydrol.* **1988**, *97*, 129–148. [[CrossRef](#)]
49. Thiéry, D. Logiciel Gardenia. version v8.2. Guide d'utilisation; BRGM: Orléans, France, 2014; p. 140.
50. Mohammed, N.; Celle-Jeanton, H.; Huneau, F.; Le Coustumer, P.; Lavastre, V.; Bertrand, G.; Charrier, G.; Clauzet, M.L. Isotopic and Geochemical Identification of Main Groundwater Supply Sources to an Alluvial Aquifer, the Allier River Valley (France). *J. Hydrol.* **2014**, *508*, 181–196. [[CrossRef](#)]
51. D'Arcy, D.; Livet, M. Massif Central. In *Aquifères et Eaux Souterraines en France*; BRGM Editions: Orléans, France, 2006; Volume 2, p. 944. ISBN 2-7159-0980-2.
52. Korobova, E.M.; Veldkamp, A.; Ketner, P.; Kroonenberg, S.B. Element Partitioning in Sediment, Soil and Vegetation in an Alluvial Terrace Chronosequence, Limagne Rift Valley, France: A Landscape Geochemical Study. *Catena* **1997**, *31*, 91–117. [[CrossRef](#)]
53. Pastre, J.-F. Les nappes alluviales de l'Allier en Limagne (Massif Central, France): Stratigraphie et corrélations avec le volcanisme régional. *Quaternaire* **2005**, *16*, 153–175. [[CrossRef](#)]
54. Thiéry, D.; Diluca, C.; Diagana, B. Modelling the Aquifer Recovery after a Long Duration Drought in Burkina Faso. In *Extreme Hydrological Events: Precipitation, Floods and Droughts-Yokohama (Japon)*; IAHS Press: Yokohama, Japan, 1993; pp. 43–50.
55. Pointet, T.; Amraoui, N.; Golaz, C.; Mardhel, V.; Negrel, P.; Pennequin, D.; Pinault, J.-L. La contribution des eaux souterraines aux crues exceptionnelles de la Somme en 2001 Observations, hypothèses, modélisation. *La Houille Blanche* **2003**, *89*, 112–122. [[CrossRef](#)]
56. Habets, F.; Boé, J.; Déqué, M.; Ducharne, A.; Gascoin, S.; Hachour, A.; Martin, E.; Pagé, C.; Sauquet, E.; Terray, L.; et al. Impact of Climate Change on the Hydrogeology of Two Basins in Northern France. *Clim. Change* **2013**, *121*, 771–785. [[CrossRef](#)]
57. Jeannin, P.-Y.; Artigue, G.; Butscher, C.; Chang, Y.; Charlier, J.-B.; Duran, L.; Gill, L.; Hartmann, A.; Johannet, A.; Jourde, H.; et al. Karst Modelling Challenge 1: Results of Hydrological Modelling. *J. Hydrol.* **2021**, *600*, 126508. [[CrossRef](#)]
58. Ly, S.; Charles, C.; Degré, A. Different Methods for Spatial Interpolation of Rainfall Data for Operational Hydrology and Hydrological Modeling at Watershed Scale. A Review. *Biotechnol. Agron. Soc. Environ.* **2013**, *17*, 392–406.
59. Buytaert, W.; Celleri, R.; Willems, P.; Bièvre, B.D.; Wyseure, G. Spatial and Temporal Rainfall Variability in Mountainous Areas: A Case Study from the South Ecuadorian Andes. *J. Hydrol.* **2006**, *329*, 413–421. [[CrossRef](#)]
60. Ruelland, D.; Ardoin-Bardin, S.; Billen, G.; Servat, E. Sensitivity of a Lumped and Semi-Distributed Hydrological Model to Several Methods of Rainfall Interpolation on a Large Basin in West Africa. *J. Hydrol.* **2008**, *361*, 96–117. [[CrossRef](#)]
61. Oudin, L.; Hervieu, F.; Michel, C.; Perrin, C.; Andréassian, V.; Anctil, F.; Loumagne, C. Which Potential Evapotranspiration Input for a Lumped Rainfall–Runoff Model? *J. Hydrol.* **2005**, *303*, 290–306. [[CrossRef](#)]
62. Nash, J.E.; Sutcliffe, J.V. River Flow Forecasting through Conceptual Models Part I—A Discussion of Principles. *J. Hydrol.* **1970**, *10*, 282–290. [[CrossRef](#)]
63. Anderson, M.P.; Woessner, W.W.; Hunt, R.J. *Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport*, 2nd ed.; Academic Press: San Diego, CA, USA, 2015; ISBN 978-0-12-058103-0.
64. Valérian, F.; Comby, G.; Kappelman, A.; Gimon, M.; Michaux, M. Adaptation Au Changement Climatique. In *Annales des Mines—Responsabilité et Environnement*; Les Echos Le Parisien Médias: Paris, France, 2022; p. 116.
65. Soubeyroux, J.-M.; Bernus, S.; Corre, L.; Drouin, A.; Dubuisson, B.; Etchevers, P.; Gouget, V.; Josse, P.; Kerdoncuff, M.; Samacoits, R.; et al. *Les Nouvelles Projections Climatiques de Référence DRIAS 2020 Pour la Métropole*; Météo-France: Paris, France, 2020; p. 98.
66. Brulebois, E.; Castel, T.; Richard, Y.; Chateau-Smith, C.; Amiotte-Suchet, P. Hydrological Response to an Abrupt Shift in Surface Air Temperature over France in 1987/88. *J. Hydrol.* **2015**, *531*, 892–901. [[CrossRef](#)]
67. Renard, B.; Lang, M.; Bois, P.; Dupeyrat, A.; Mestre, O.; Niel, H.; Sauquet, E.; Prudhomme, C.; Parey, S.; Paquet, E.; et al. Regional Methods for Trend Detection: Assessing Field Significance and Regional Consistency: Regional methods for trend detection. *Water Resour. Res.* **2008**, *44*, W08419. [[CrossRef](#)]
68. Tena, A.; Ville, F.; Reñe, A.; Yarnell, S.M.; Batalla, R.J.; Vericat, D. Hydrological Characterization of Hydropeaks in Mountain Rivers (Examples from Southern Pyrenees). *River Res. Appl.* **2022**, *rra.4058*. [[CrossRef](#)]
69. Healy, R.W.; Winter, T.C.; LaBaugh, J.W.; Franke, O.L. *Water Budgets: Foundations for Effective Water-Resources and Environmental Management*; USGA: Reston, VA, USA, 2007; p. 90.
70. Brutsaert, W. Catchment-Scale Evaporation and the Atmospheric Boundary Layer. *Water Resour. Res.* **1986**, *22*, 39S–45S. [[CrossRef](#)]
71. Oki, T.; Kanae, S. Global Hydrological Cycles and World Water Resources. *Science* **2006**, *313*, 1068–1072. [[CrossRef](#)]
72. Daum, J.R.; Desprats, J.F.; Durand, F. *Précipitations Efficaces Moyennes Annuelles en France (1965–1994)*; BRGM: Orléans, France, 1996; p. 17.
73. Tabarmayeh, M.; Zarei, M.; Batelaan, O. A New Approach to Quantification of Groundwater Resource Stress. *J. Hydrol. Reg. Stud.* **2022**, *42*, 101161. [[CrossRef](#)]
74. Zheng, Z.; Ning, L.; Dai, D.; Chen, L.; Wang, Y.; Ma, Z.; Yang, Z.-L.; Zhan, C. Water Budget Variation, Groundwater Depletion, and Water Resource Vulnerability in the Haihe River Basin during the New Millennium. *Phys. Chem. Earth Parts A/B/C* **2022**, *126*, 103141. [[CrossRef](#)]
75. Karlović, I.; Marković, T.; Vujnović, T.; Larva, O. Development of a Hydrogeological Conceptual Model of the Varaždin Alluvial Aquifer. *Hydrology* **2021**, *8*, 19. [[CrossRef](#)]

3. Conclusions et perspectives

Ce chapitre permet de mettre en avant une problématique que de nombreux bassins versants dans le monde connaissent : l'impact des activités anthropiques sur la ressource en eau, dont le changement climatique. Le fonctionnement d'un bassin versant tel que celui de la rivière Allier, est un système complexe et dont les variables à prendre en compte pour comprendre son évolution sont nombreuses. Dans notre étude, nous avons simplifié son fonctionnement dans un modèle de type pluie-débit dans lequel la réponse du bassin de l'Allier (le débit à son exutoire) et le niveau de la nappe en un point, peuvent être reproduits en considérant un nombre raisonnable de paramètres d'inversion.

Ce modèle repose sur plusieurs hypothèses simplificatrices. Le bassin versant est considéré comme un réservoir avec des entrées (un débit amont, les précipitations) et des sorties (débits à l'exutoire, évapotranspiration, prélèvements en nappe et en rivière) et une capacité de stockage, représentée par le compartiment souterrain. Par ailleurs, la pluie et l'ETP, qui sont les deux principales variables d'entrée du modèle, ont été moyennées sur l'ensemble de la zone étudiée, selon les stations Météo-France disponibles. Enfin, les données de prélèvements sont des volumes totaux annuels qui ont été répartis de manière homogène sur chaque année pour l'AEP/usage industriel et répartis entre avril et septembre, pour l'irrigation.

Il serait donc intéressant d'utiliser le même jeu de données (2000-2020) dans un autre modèle, reposant sur des équations/des conceptions différentes de GARDENIA et de comparer les prédictions faites sur la période 2030-2070. Cette méthode pourrait permettre de déterminer ce qui va le plus impacter la prédiction, les données utilisées ou le choix du modèle. De nombreuses études se sont effectivement déjà intéressées à cette problématique (Ávila et al., 2023; Clavera-Gispert et al., 2023; Habets et al., 2013; Jiang et al., 2007; Thébault et al., 2023).

Par ailleurs, une meilleure résolution sur les données de pluie et ETP ainsi que sur les prélèvements nous permettrait de mieux contraindre ce flux sortant et apporter plus de précisions aux prédictions faites.

Concernant les perspectives de gestion de la ressource à l'échelle du bassin versant, le levier sur lequel il paraît le plus simple de jouer est l'irrigation puisque cette dernière vient principalement des pompages en rivière, dans le bassin de l'Allier. Une meilleure gestion de l'irrigation pourrait permettre d'alléger la pression que celle-ci exerce sur l'Allier et ses affluents en période d'étiage.

Chapitre 2. Echelle du champ captant

Fonctionnement hydrodynamique de la nappe alluviale de l'Allier au niveau du champ captant du Val d'Allier

Le Chapitre 1 de ce mémoire a permis de mettre en évidence une diminution globale de la ressource en eau à l'échelle du bassin versant. Avec ce 2^{ème} chapitre, nous proposons d'observer les conséquences des activités anthropiques à l'échelle de la nappe alluviale de l'Allier. Nos investigations sont centrées sur le champ captant du Val d'Allier, composé de 71 puits de pompage. Un suivi hydrodynamique et hydrochimique est réalisé sur certains ouvrages dans le cadre du SO AUVERWATCH (OPGC, SNO H+, SNO RENOIR, IR OZCAR). Outre cette instrumentation fondamentale pour notre modélisation, ce site est particulièrement intéressant du point de vue de la gestion de la ressource en eau. Il assure en effet l'alimentation en eau potable pour les 100 000 habitants de Clermont-Ferrand. Son fonctionnement hydrodynamique dépend en grande partie de l'Allier (Mohammed et al., 2014). Compte tenu de la récurrence et de l'intensité croissante des étiages de la rivière Allier et du remplissage partiel de Naussac ces dernières années, les gestionnaires s'interrogent de plus en plus sur la pérennité de la ressource en eau potable exploitable à partir de ce site.

Afin de répondre à ces interrogations, nous nous proposons d'établir un modèle numérique de la nappe alluviale au niveau du champ captant à partir de MODFLOW (interface *Groundwater Vistas 8*) qui : 1) nous permettra de mieux définir l'hétérogénéité spatiale des propriétés hydrodynamiques de la nappe sur ce site ; 2) de mieux contraindre les limites hydrogéologiques du site et donc son alimentation ; 3) d'effectuer des simulations prospectives intégrant différents scénarii de gestion.

1. Le fonctionnement et les caractéristiques des nappes alluviales

1.1 Morphologie des hydrosystèmes alluviaux

Le relief, le climat, la lithologie et les processus tectoniques sont des facteurs fondamentaux de l'évolution du paysage. Le système fluvial est l'un des agents géomorphologiques dominant, responsable de l'incision dans la roche, du creusement d'un réseau de vallées et de la création du relief local qui contribue à l'érosion des pentes des collines (Tucker, 2015).

Le développement d'un système fluvial conduit à la formation de différentes morphologies et structures hydrologiques au sein d'un même paysage (**Figure II. 1**) : le lit mineur, qui est la zone d'écoulement de la rivière lors des crues non débordantes ; le lit majeur correspondant à la plaine d'inondation (la zone de crue débordante) ; les berges ; les bras morts ; terrasses alluviales ; etc.

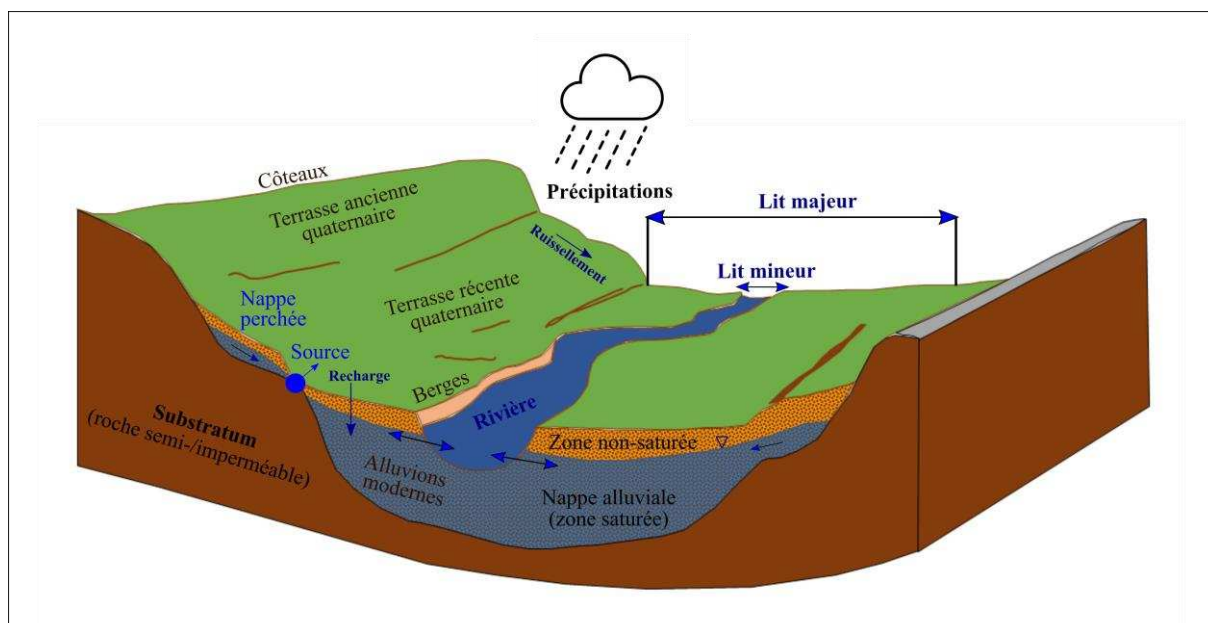


Figure II. 1. Morphologie simplifiée d'un hydrosystème alluvial.

Selon Burbank and Anderson, (2001), deux types de terrasses fluviales peuvent être définies (**Figure II. 2**) : 1) les terrasses emboîtées (dite d'aggradation ou de remplissage) ; 2) les terrasses étagées (dite de dégradation ou d'érosion).

L'évolution de la morphologie en terrasses pour une région donnée dépend des processus de dépôt, de l'incision (ou érosion) verticale, mais aussi de l'érosion latérale par une rivière (Sinha et al., 2010).

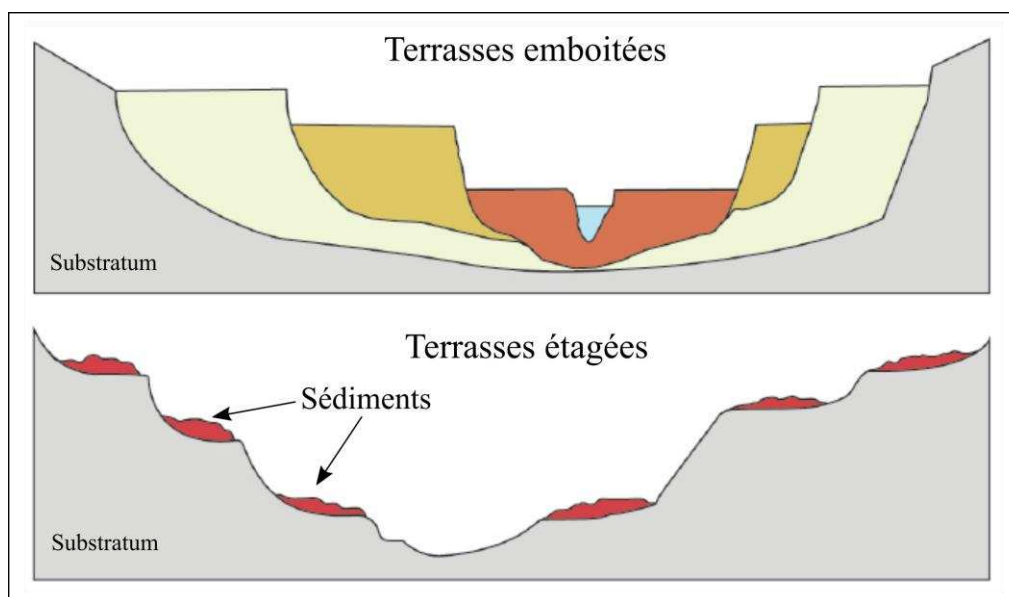


Figure II. 2. Géomorphologie des deux principaux types de terrasses : les terrasses emboîtées et les terrasses étagées, reposant sur une formation plus consolidée (le substratum), modifiée d'après (Le Roux-Mallouf, 2016).

Ainsi, le paysage peut se façonner en plusieurs niveaux de terrasses situés à des altitudes différentes. Les alluvions déposées sur les terrasses les plus basses correspondent aux alluvions modernes/récentes (**Figure II. 1**), celles des terrasses moyennes et supérieures sont plus anciennes. Les relations hydrogéologiques entre les terrasses, selon le dispositif étagé ou emboité, vont être différentes. En effet, l'eau peut circuler plus facilement depuis la terrasse la plus haute vers la plus basse dans le cas des terrasses emboîtées, alors que pour les terrasses étagées, le substratum peut affleurer et freiner alors les écoulements.

Si la dynamique fluviale naturelle peut être perturbée par les prélèvements d'eau, elle l'est également par l'extraction de sédiments où par l'enrochement des berges. Dans le premier cas, une partie de la charge sédimentaire naturelle est enlevée à la rivière qui retrouve son état d'équilibre en incisant son lit. Dans le deuxième cas, l'enrochement des berges pour protéger certains terrains (c'est le cas du champ captant du Val d'Allier) empêche la mobilisation de sédiments, ce qui favorise également l'incision de la rivière. L'extraction de granulats dans le lit mineur, autorisée jusqu'en 1982 (Petit, 2008), ainsi que les enrochements, ont fortement perturbé la dynamique de l'Allier, qui s'est incisée de -0.5 m à -3.5 m entre 1930's et 1995 (DIREN AUVERGNE EPTEAU, 1998).

1.2 Les relations nappe/rivière

La nappe alluviale est définie comme un système aquifère dont la nappe est subordonnée à un cours d'eau exogène (Margat, 1976, **Figure II. 1**). Le terme de *nappe d'accompagnement* est parfois employé pour définir les nappes alluviales. Il a été introduit dans la législation française par le décret du 29/03/1993 (Jauffret, 1999), en application de la loi sur l'eau du 03/01/1992. Son objectif est de protéger les cours d'eau, en protégeant aussi l'aquifère qui leur est associé. C'est pourquoi nous parlerons de l'*hydrosystème alluvial*, l'expression faisant référence à l'ensemble rivière + nappe alluviale.

Le fait que la rivière alimente la nappe (débit sortant) ou que la rivière soit alimentée par la nappe (débit entrant ou rivière drainante) dépend essentiellement du différentiel de charge hydraulique entre ces deux entités de l'hydrosystème (Sophocleous, 2002 ; Epting et al., 2018).

Parmi les types de relations nappe/rivière, deux cas principaux peuvent être décrits (**Figure II. 3**) : la rivière est complète et recoupe donc l'intégralité de l'épaisseur alluvionnaire jusqu'au substratum (cas 1) ou la rivière est partielle (cas 2). Dans ces deux situations, deux types de relations hydrauliques peuvent exister : la rivière est alimentée par la nappe (cas 1a et 2a) ou la rivière alimente la nappe (cas 1b et 2b). Il y a donc une continuité entre le toit de la nappe et la surface de la rivière.

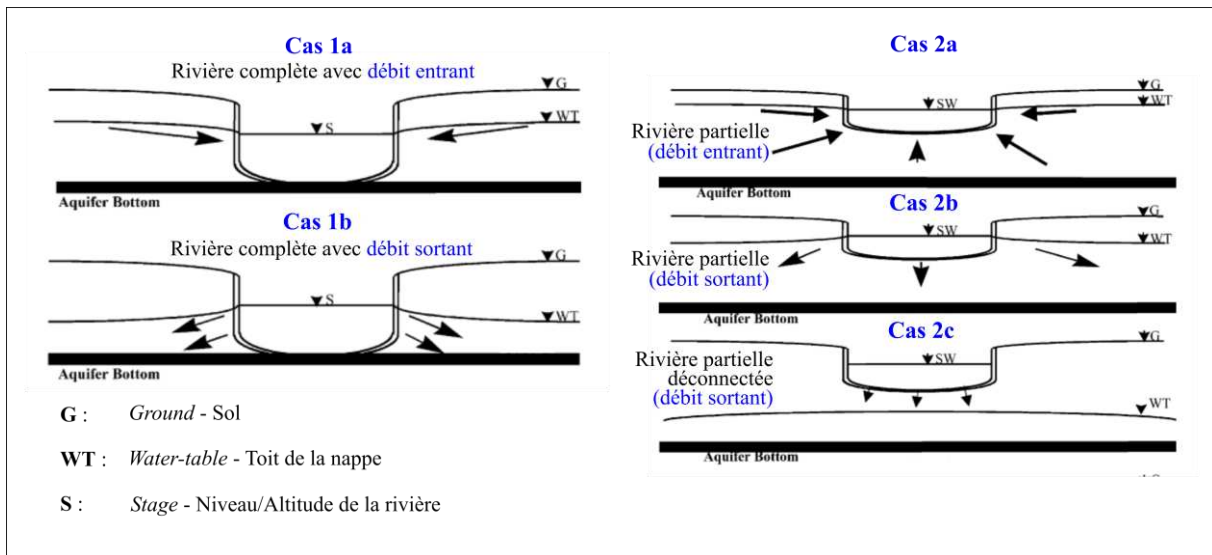


Figure II. 3. Les principaux cas de relations nappe/rivière, considérant une rivière creusée jusqu'au substratum sous-jacent (complète) et partielle, modifiés d'après (Osman and Bruen, 2002).

Cependant, il peut y avoir des cas dans lesquels la rivière n'est pas directement connectée à la nappe (cas 2c), un débit sortant peut se faire par suintement/infiltration verticale à travers la zone non-saturée qui existe entre le lit de la rivière et le toit de la nappe sous-jacente.

Pour les hydrosystèmes connectés (**Figure II. 1**, Cas 1a, 1b, 2a, 2b), le flux entrant ou sortant à travers le lit de la rivière est contrôlé par la conductivité hydraulique du lit de la rivière et celle de l'aquifère, ainsi que par le gradient hydraulique entre ces deux entités (Shanafield et al., 2012 ; Epting et al., 2018).

Dans les cas 1b et 2b, si le niveau de la rivière fluctue (lors d'une crue par exemple), la réponse de l'aquifère est contrôlée par la diffusivité du système (Dong et al., 2014 ; Buffin-Bélanger et al., 2016) ; la diffusivité correspondant au ratio transmissivité/emmagasinement de l'aquifère.

Enfin, le cas des hydrosystèmes déconnectés (cas 2c) est plus complexe car le flux vertical doit d'abord traverser la zone hyporhéique de la rivière, puis la zone non-saturée de l'aquifère avant d'atteindre la zone saturée. Dans cette situation, l'aquifère bénéficierait d'une alimentation plus importante par la rivière durant les périodes de crues (Vázquez-Suñé et al., 2007 ; Shanafield et al., 2012).

Enfin, le long d'un même corridor fluvial, il est tout à fait possible que différentes relations nappe/ rivière existent (Schürch and François-D., 2000 ; Nanni and Rusi, 2006 ; Andrade and Stigter, 2011 ; De Luca et al., 2019 ; Mouassa et al., 2020). C'est également le cas de la nappe alluviale de l'Allier (Petelet-Giraud et al., 2006).

2. Description de la zone d'étude : le champ captant du Val d'Allier

2.1 Contexte géographique

Le champ captant du Val d'Allier est situé à moins de 10 km au sud-est de l'agglomération de Clermont-Ferrand (**Figure II. 4**).

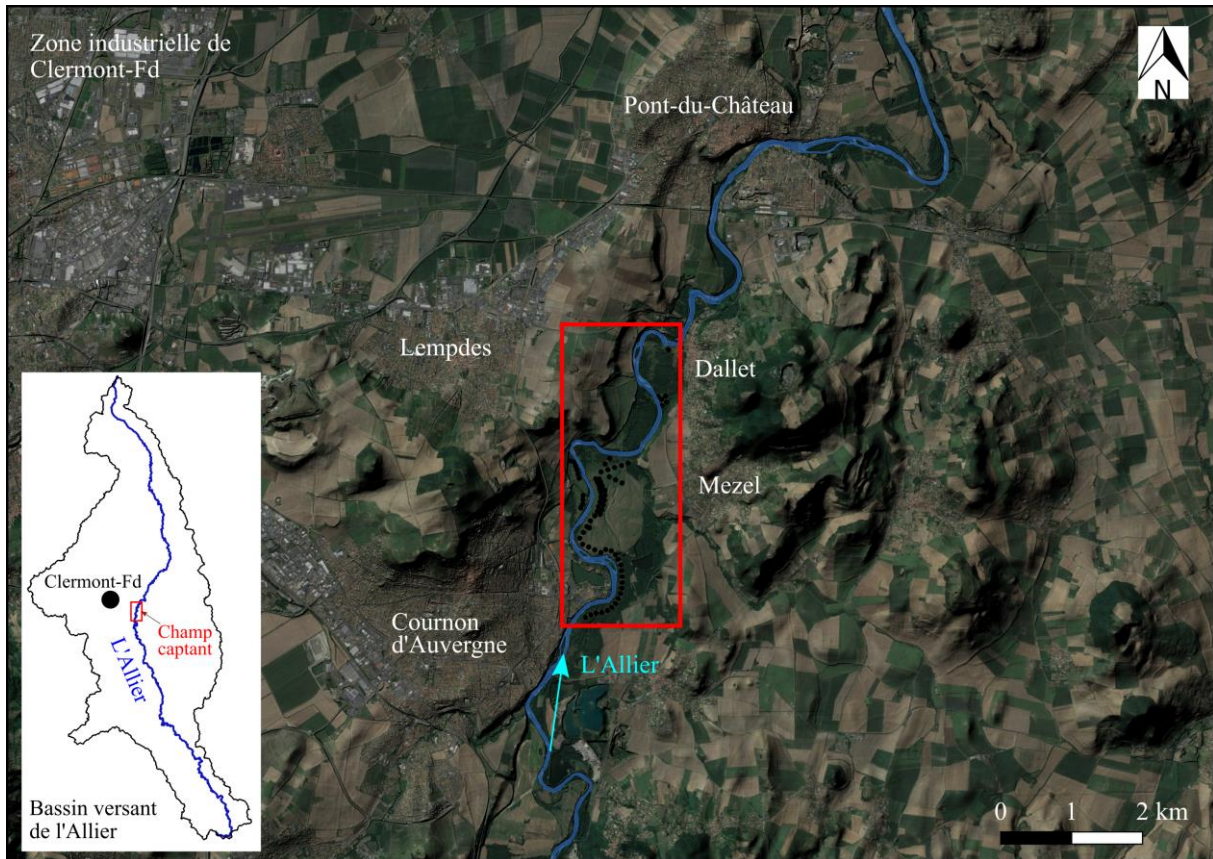


Figure II. 4. Localisation du champ captant du Val d'Allier.

Il s'étend sur une surface d'environ 2.3 km² entre les communes de Cournon d'Auvergne au sud-ouest et de Dallet au nord-est. Ce site est plus précisément situé dans la plaine de la Limagne entre une altitude de 321 mNGF au sud et 314 mNGF au nord (**Figure II. 5**).

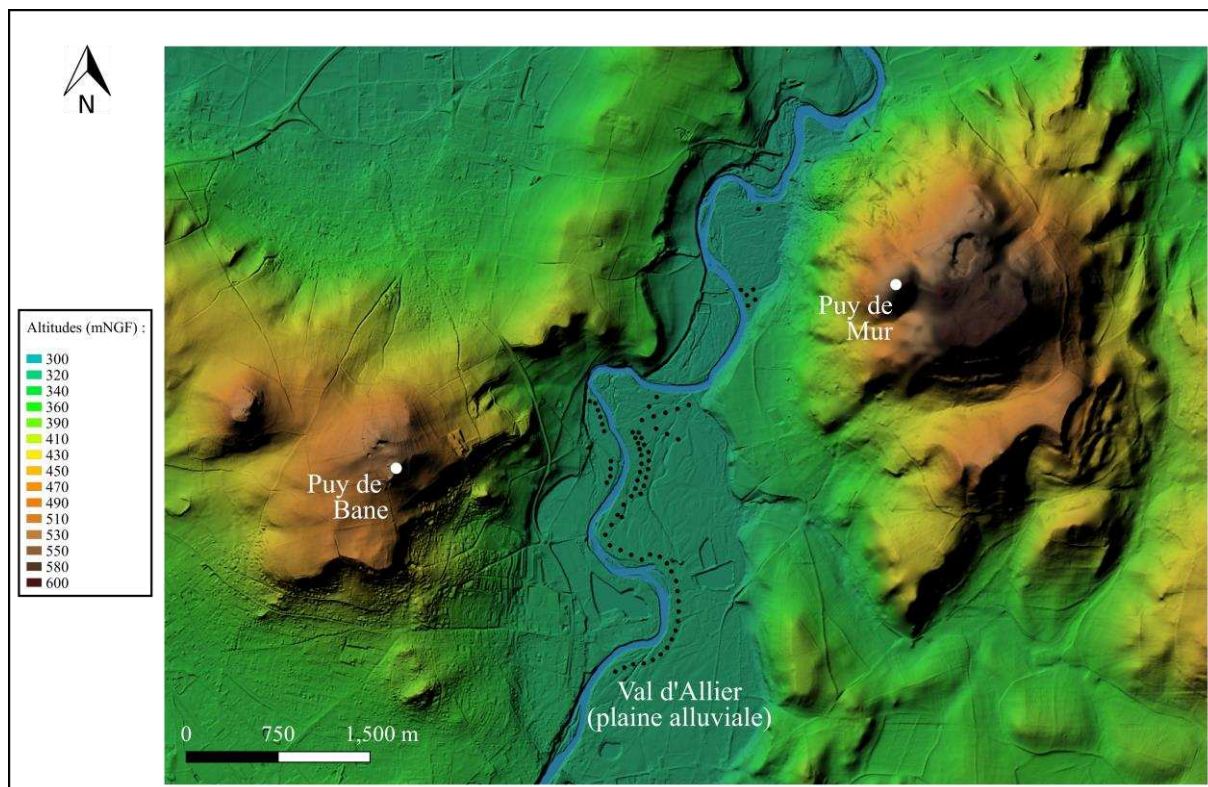


Figure II. 5. Topographie de la zone d'étude (réalisée à partir du MNT de 5m).

Le site est encadré par différents reliefs dont le Puy de Bane à l'ouest culminant à une altitude de 540 mNGF et par le Puy de Mur à l'est, dont le sommet culmine à 590 mNGF. La carte topographique (**Figure II. 5**) montre bien la morphologie du paysage qui a été creusée et façonnée par la rivière Allier, qui a érodé par divagation latérale les formations adjacentes et laissant aujourd'hui place à une plaine dans laquelle le site d'étude se trouve : le Val d'Allier.

2.2 Contexte climatologique et hydrologique

A la station Météo-France de Clermont-Ferrand (située à 6 km au NO du champ captant), il pleut en moyenne 570 ± 90 mm/an (2000-2020) avec une répartition mensuelle plus importante en période estivale qu'hivernale (**Figure I. 4**). La recharge de la nappe alluviale par infiltration efficace des précipitations est de l'ordre de 15% (Labbe et al., 2023), soit 85 mm/an en moyenne.

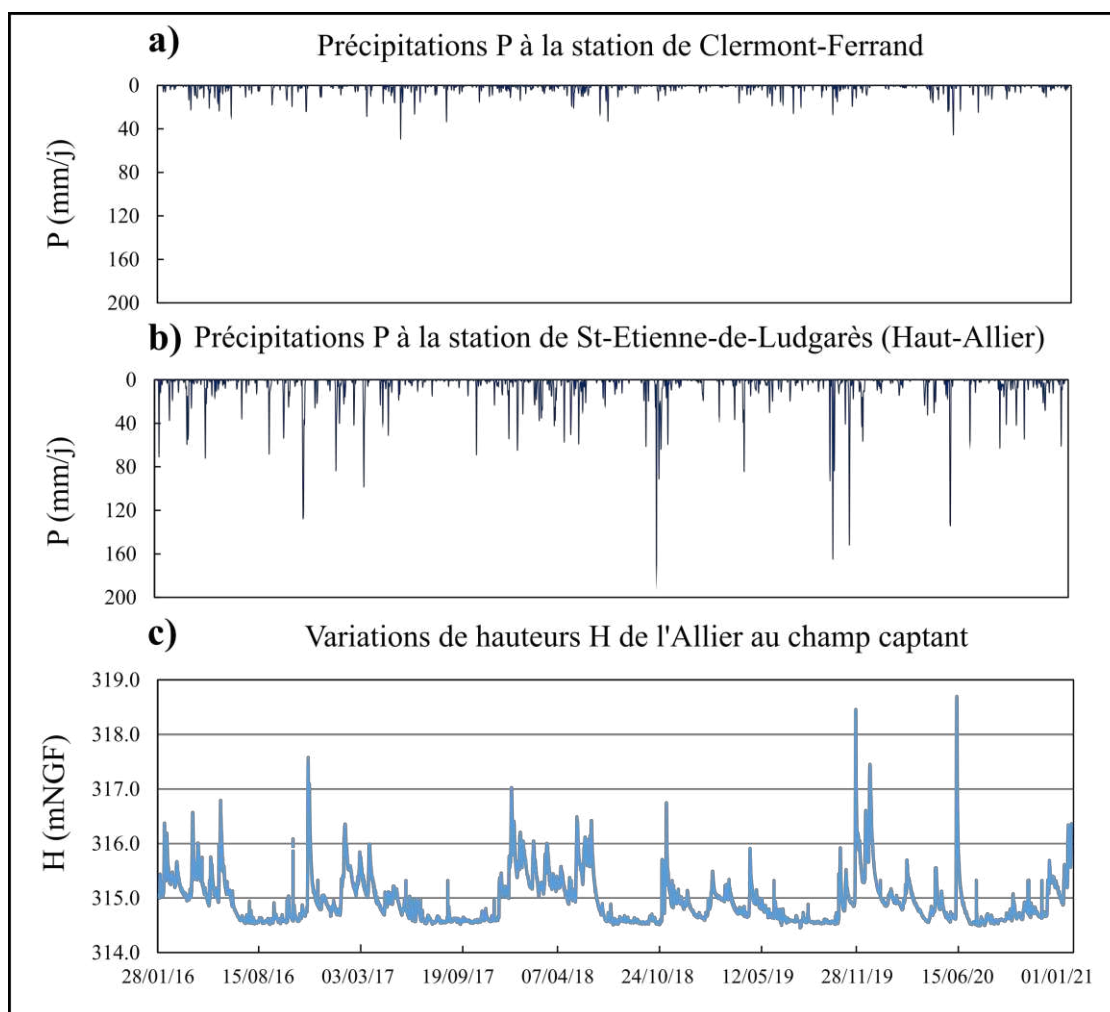


Figure II. 6. a) Précipitations (mm/j) à la station Météo-France de Clermont-Ferrand et b) à la station Météo-France de St-Etienne-de-Ludgarès et c) côte altitudinale H (m NGF) de l'Allier au niveau du champ captant sur la période 2016-2020.

L'Allier est une rivière réagissant très rapidement aux précipitations. Sur la partie aval du bassin versant de l'Allier, cette dernière réagit principalement aux précipitations tombant sur le bassin amont, tout comme nous l'avons vu dans le Chapitre 1 (**Figure I. 9**).

La **Figure II. 6** montre les variations du niveau de l'Allier (m NGF) au niveau du champ captant par rapport aux précipitations (mm/j) enregistrées à Clermont-Ferrand (**Figure II. 6a**) et à St-Etienne-de-Ludgarès dans le Haut-Allier (**Figure II. 6b**), pour la période 2016-2020. Les pluies locales et le niveau de la rivière sont peu corrélés (**Figure II. 6c**).

Les valeurs de hauteurs (m) de l'Allier correspondent aux variations de la rivière par rapport au 0 NGF de l'échelle limnimétrique. La hauteur de l'Allier au champ captant est de -0.35 m en moyenne, soit une côte altitudinale de 314.97 m NGF.

Le 0 m de l'échelle correspond la côte altitudinale de 315.32 m NGF. Pour cette période, le minimum observé est de -0.89 m (soit 314.43 m NGF) et le maximum observé est de 3.38 m (soit 318.70 m NGF).

L'alternance entre les périodes de basses-eaux (BE) et hautes-eaux (HE) est clairement visible sur la **Figure II. 6c**. Durant les HE, le niveau de l'Allier reste dans le négatif sur l'échelle limnimétrique, hors périodes de crues. Selon l'ensemble des données disponibles, l'Allier au champ captant n'est jamais descendue en-dessous de 314.0 m NGF (-1.3 m), le débit estival étant soutenu par le barrage de Naussac.

2.3 Contexte géologique

Quatre grands ensembles géologiques sont définis dans la zone d'étude (**Figure II. 7**) avec dans l'ordre chronologique de mise en place : 1) les sédiments argilo-calcaires de la Limagne déposés pendant l'Oligocène, 2) les formations volcano-sédimentaires de l'Oligocène supérieur (pépérites), 3) les formations volcaniques du Miocène (basaltes), 4) les terrasses alluviales du Quaternaire.

Les formations sédimentaires de l'Oligocène sont constituées par des complexes argilo-calcaires détritiques (g3, **Figure II. 7**). Ces sédiments s'étendent sur toute la plaine de la Limagne et reposent sur le socle hercynien ; ils atteignent une épaisseur d'environ 1500 m au niveau de Clermont-Ferrand. Il s'agit d'une sédimentation essentiellement continentale (lacustre) mais comprenant aussi plusieurs incursions marines (Michon, 2000). Leur caractère saumâtre est souligné par la présence d'organismes marins et d'évaporites (Wattinne et al., 2003). Ces formations affleurent au niveau des buttes marno-calcaires, souvent masquées par une couche de colluvions (RCg, C) dont l'épaisseur peut être supérieure au mètre.

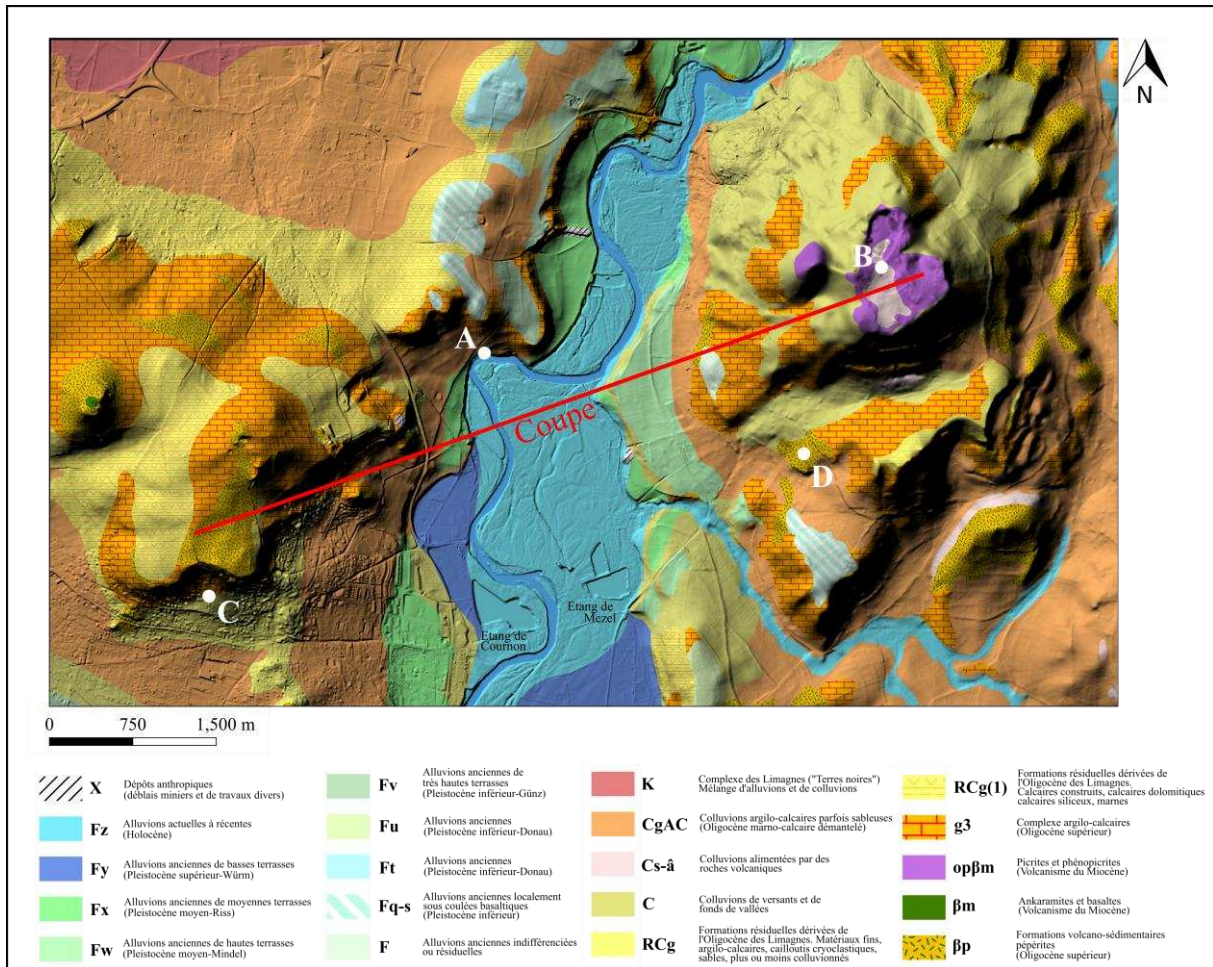


Figure II. 7. Carte géologique au 1-50 000^{ème} de la zone d'étude (données issues des cartes harmonisées du BRGM). Le trait de coupe indique la position la coupe géologique qui est présentée dans la partie 4.2.4.

Les buttes font référence à une géomorphologie particulière que l'on rencontre entre Vic-le-Comte et Pont-du-Château (*Limagne des Buttes* ; Pastre, 2005), reliées à la présence de formations volcaniques datant de l'Oligocène supérieur au Miocène. Sur notre site d'étude, nous trouvons ainsi des coulées basaltiques horizontales (opβm) du sommet du Puy de Mur et du Puy d'Anzelle (βm). Des péperites (βp) ont également été observées sur le terrain en correspondance avec la carte géologique (**Figure II. 7**). Ce sont des roches de nature volcano-sédimentaire, formées lors de l'interaction entre le magma et les roches sédimentaires hydratées, au cours d'éruptions phréatomagmatiques (Chazot and Mergoïl-Daniel, 2012). En rive droite de l'Allier, les péperites sont régulièrement stratifiées en bancs décimétriques à métriques.

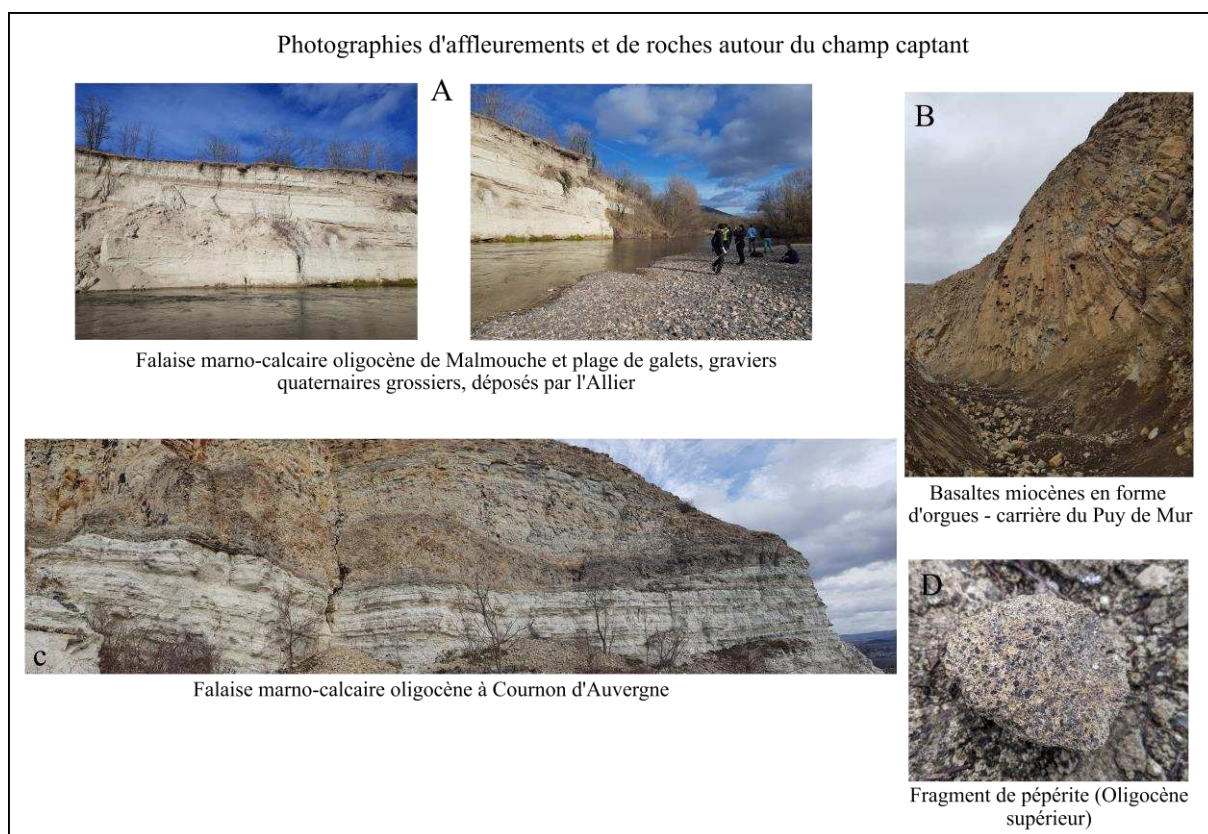


Figure II. 8. Photographies illustrant la géologie locale de la zone d'étude. La position de chaque affleurement est précisée sur la carte géologique (**Figure II. 7**).

La **Figure II. 8** illustre les formations précédemment décrites : A) la falaise de Malmouche, haute de 15 m environ, montre un empilement de sédiments oligocènes marno-calcaires avec des traces d'anciennes terrasses alluviales en surface ; B) la carrière située au sommet du Puy de Mur présente des basaltes en forme d'orgues ; C) les marno-calcaires oligocènes au nord de Cournon-d'Auvergne, cette falaise présente des bancs massifs de calcaires marneux et de calcaires cuits (plus sombres) correspondant à des épisodes de phréatomagmatisme et en D) un échantillon de pépérite avec cet aspect granuleux typique.

De la fin du Miocène au Quaternaire, un système de drainage fluvial orienté sud-nord permet la mise en place d'un système de 9 terrasses alluviales. Des plus anciennes aux plus récentes, elles sont notées sur les cartes : F, Fq-s, Ft, Fu, Fv, Fw, Fx, Fy, Fz. Elles sont agencées en terrasses étagées avec des phases de creusement successives du substratum marno-calcaire sous-jacent (Raynal, 1984 ; Larue, 2003 ; Pastre, 2005). Les terrasses les plus anciennes ont été presque entièrement érodées. Ainsi, on ne retrouve que quelques traces seulement de F en rive droite de l'Allier, à 380 m NGF. Fq-s est visible à des altitudes entre 390-410 m NGF (au-dessus de la falaise de Malmouche en rive gauche). Ft se positionne autour de 370 m NGF et Fv à 350-360 m NGF, ces dernières n'apparaissent pas sur la rive droite de l'Allier.

Les terrasses les mieux conservées sont les plus récentes : Fw, Fx, Fy et Fz. Fw, constituée de sables, graviers à galets granitiques et basaltiques, est située entre 335 et 345 m NGF. Les terrasses Fx et Fy sont composées par des alluvions à dominance de sables et galets. Elles ont d'ailleurs longtemps été exploitées pour ces matériaux comme en témoignent les anciennes gravières visibles sur le MNT (l'étang de Mezel en rive droite de l'Allier et l'étang de Cournon en rive gauche, **Figure II. 7**).

Enfin, Fy et Fz sont les terrasses les plus récentes et s'étendent sur tout le site d'étude entre 321-311 m NGF environ. Elles forment la plaine d'inondation (zone du lit majeur) de la rivière Allier. Fz est un continuum de la terrasse Fy (nous parlerons d'ailleurs de la terrasse Fy-z). Les alluvions Fy-z sont présentes sur une épaisseur allant de 10 à 15 m et sont composées par un mélange hétérogène de sables, graviers et galets décimétriques de nature cristalline (Raynal, 1984). Ces derniers peuvent former des lits de galets et de graviers de toutes tailles dans la plaine alluviale actuelle (Pelkessa, 1976). Ils sont associés à des circulations de fortes énergies et donc à d'anciens lits de l'Allier (i.e. paléochenaux).

Ainsi, l'Allier est connue pour être une rivière méandriforme (Petit, 2008) et qui a divagué latéralement plusieurs fois au cours de son histoire. Les anciens chenaux de la rivière se matérialisent de nos jours sous la forme de bras morts en surface, ou de paléochenaux situés plus en profondeur dans les alluvions. Si les annexes fluviales de surface jouent un rôle écologique et hydrodynamique important (Quenet et al., 2019), les paléochenaux souterrains sont reconnus comme étant des zones de circulation préférentielles au sein des nappes alluviales. Leur granulométrie grossière leur confère une plus forte transmissivité (Mulligan et al., 2007 ; McArthur et al., 2008 ; Samadder et al., 2011).

2.4 Caractéristiques techniques du champ captant

L'ensemble du champ captant du Val d'Allier produit de l'eau potable à partir de l'exploitation la nappe alluviale de l'Allier par 71 puits (**Figure II. 9**), principalement implantés sur la rive droite de la rivière Allier.

Ces 71 puits sont divisés en six sous-stations de pompage indépendantes allant de B1 à B6 (B1 est subdivisée en B1a et B1b). Chaque puits relié à la même sous-station est pompé simultanément par aspiration, à partir d'une ou plusieurs pompes ; sauf pour les puits des sous-stations B4 et B5 qui sont équipés de pompes individuelles (**Tableau II. 1**).

Tableau II. 1. Débits des pompes pour les puits AEP des différentes sous-stations du champ captant.

Sous-station	Puits	Pompe
B1a	P1 à P19	4 pompes de 200 l/s
B1b	P20 à P29	
B2	P30 à P40	2 pompes de 200 l/s
B3	P41 à P50	4 pompes
B4	P51 à P65	Pompes individuelles de 30 l/s
B5	P66 à P70	2 pompes 30 l/s
B6	P71	1 pompe de 30 l/s

La zone de pompage principale est située dans un méandre de l'Allier et concerne les sous-stations B1a, B1b et B2, où la majorité des puits AEP sont implantés. C'est notamment cette zone qui sera modélisée. Les autres sous-stations sont exploitées en complément de B1 et B2.

Les puits AEP présentent un diamètre pouvant atteindre 3 m et sont forés jusqu'à 10 m à 14 m de profondeur dans les alluvions, généralement jusqu'au substratum oligocène (**Figure II. 10**).

Les piézomètres D13 au sud et D15 dans le méandre, permettent de suivre les variations naturelles de la nappe (zones éloignées des sous-stations de pompage). De même, les variations de l'Allier sont suivies au niveau de la sous-station B1a (*niveau Allier*, **Figure II. 9**).

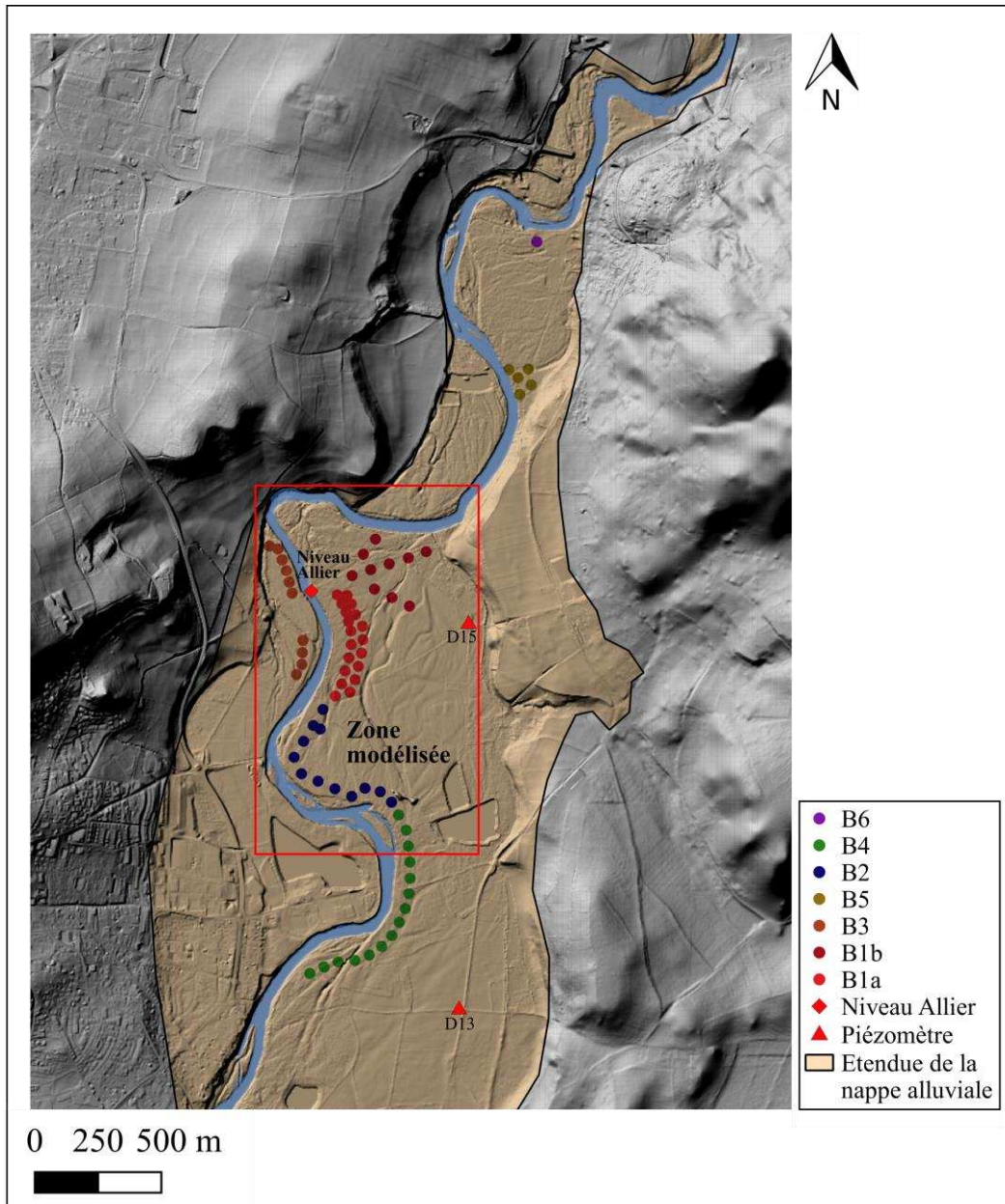


Figure II. 9. Localisation des 71 puits du champ captant du Val d'Allier, des piézomètres D13, D15 ainsi que du point de référence pour la mesure du niveau de l'Allier. La zone de modélisation est indiquée par le cadre rouge. Le nom de chaque puits est précisé sur des cartes séparées en Annexe 3.

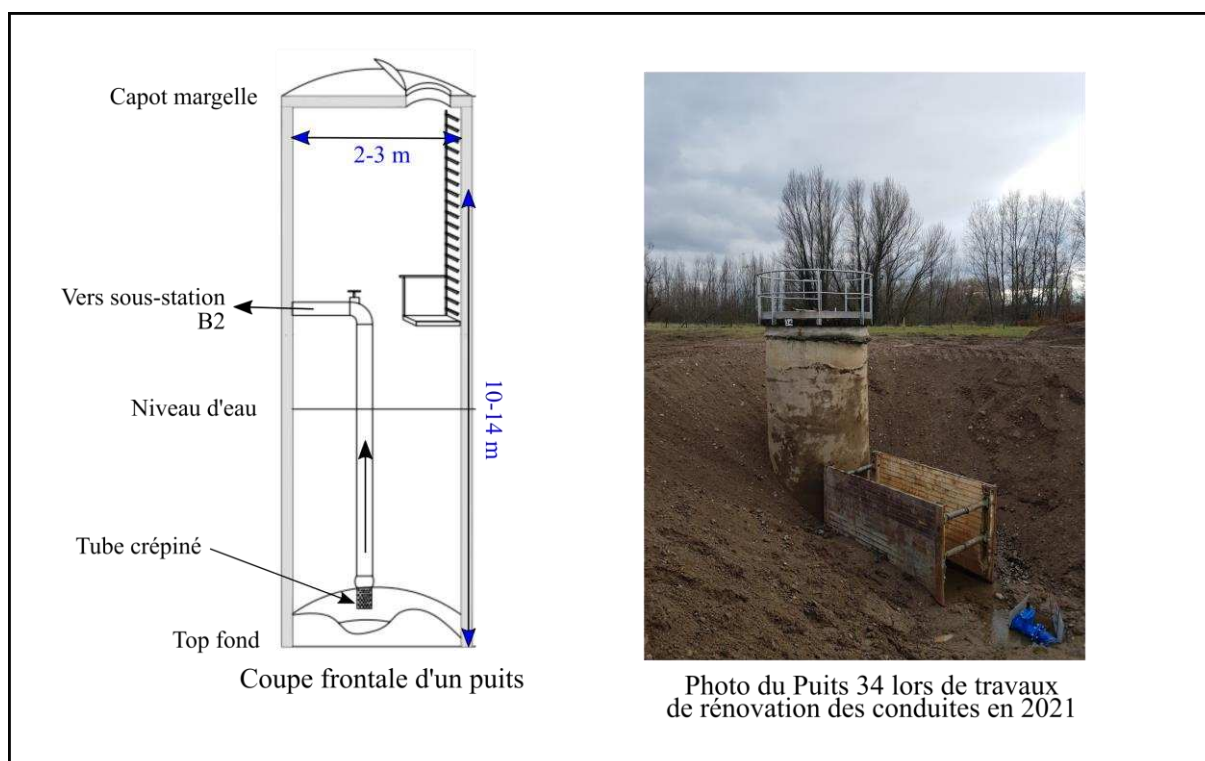


Figure II. 10. Exemple d'un puits AEP du champ captant.

Historiquement, l'eau de la rivière Allier était directement prélevée pour subvenir aux besoins AEP des habitants de Clermont-Ferrand et aux besoins industriels, notamment pour l'usine *Michelin* qui a été créée en 1921. Compte tenu de l'incertitude sur la qualité des eaux de surface, les 71 puits ont été forés entre 1930 et 1970, considérant que les alluvions font office de filtre naturel contre les potentiels contaminants. Néanmoins, les travaux récents (Celle-Jeanton et al., 2014; Mohammed, 2014; Mohammed et al., 2014), montrent que ce « filtre » n'est pas suffisant face à de fortes concentrations en nitrates ou à une contamination en polluants émergents (pharmaceutiques et phytosanitaires). Depuis 2016, une filière d'ultrafiltration a été mise en service à l'Usine Elévatoire de Cournon d'Auvergne, pour pallier à ces problèmes de qualité.

En moyenne, 8 millions de mètres cubes d'eau sont prélevés chaque année par l'ensemble de ces 71 puits et sont traités à l'Usine Elévatoire de Cournon d'Auvergne. L'eau est ensuite acheminée au Puy de Bane où elle est stockée temporairement dans des réservoirs (24h environ). Elle est ensuite distribuée par gravité à l'agglomération de Clermont-Ferrand.

Lorsque que le site est en pompage, au moins trois sous-stations sont actives avec pour objectif d'assurer le remplissage des réservoirs de Bane (40 000 m³), avec une rotation hebdomadaire des sous-stations de pompage. Actuellement, le cycle de pompage est de 12h, suivi de 12h où la nappe est laissée au repos (remontée des niveaux piézométriques).

2.5 Caractéristiques hydrodynamiques des principales entités géologiques

Les différentes entités géologiques rencontrées sur la zone d'étude sont caractérisées par des gammes de conductivités hydrauliques K différentes. En effet, les basaltes présentent une large gamme de K allant de 10^{-2} m/s à 10^{-7} m/s (Domenico and Schwartz, 1998), selon leur degré de fracturation. Or, aucun indice de fracturation n'a été relevé sur les basaltes situés sur la zone d'étude, nous considérerons donc ces formations comme imperméables.

Concernant les pépérites, nous n'avons pas trouvé de valeurs de K les caractérisant, dans la littérature. Néanmoins, (Vidal et al., 1996) mentionnent que, localement, « *des pépérites très fracturées où l'eau peut circuler facilement et venir imprégner les terrains marneux encaissants* », sont observables sur le terrain.

Les formations de types marno-calcaires quant à elles, sont généralement considérées comme étant peu perméables. Elles forment d'ailleurs le substratum des alluvions de la nappe de l'Allier. Néanmoins, Tweed et al., (2018) répertorient des puits utilisés pour l'irrigation au niveau de la Limagne bourbonnaise, dont certains sont crépinés dans ces sédiments oligocènes. Les valeurs de transmissivité mentionnées sont de l'ordre de 5×10^{-3} m²/s.

Tout comme pour les pépérites, peu d'informations existent sur les propriétés hydrodynamiques des colluvions. Il s'agit néanmoins d'une formation plus ou moins consolidée qui pourrait éventuellement constituer une voie préférentielle pour l'infiltration des précipitations locales. Si les terrasses anciennes semblent plus consolidées (ce qui réduit leur porosité et perméabilité), les colluvions pourraient être le siège de circulation et d'un stockage temporaire de l'eau.

Enfin, les terrasses alluviales Fy-z sont les formations les plus perméables sur notre zone d'étude avec une gamme de conductivité hydraulique de l'ordre de 10^{-3} à 10^{-4} m/s, ainsi qu'une gamme de transmissivité allant de 10^{-3} à 10^{-2} m²/s (Frémion, 2007).

Le **Tableau II. 2** synthétise les conductivités hydrauliques K (m/s) et les transmissivités T (m²/s) issues d'anciens essais de pompage réalisés sur le site (LRPC, 2004).

Les valeurs de K varient de 8.2×10^{-3} m/s (P24) à 2.4×10^{-4} m/s (P18) et les valeurs de T varient de 4.0×10^{-2} m²/s (P24) à 2.4×10^{-3} m²/s (P15, P18, P19).

Les sédiments non-consolidés de type graviers/galets affichent une gamme de conductivités hydrauliques allant de 3×10^{-2} m/s à 3×10^{-4} m/s et de 6×10^{-3} m/s à 9×10^{-7} m/s pour un sable grossier (Domenico and Schwartz, 1998).

Chapitre 2

La texture connue des alluvions du site est donc en cohérence avec la littérature. Les coefficients d'emménagement S interprétés vont de 3.6% à 9%, soient des valeurs conformes à celles caractérisant un aquifère à nappe libre (Freeze and Cherry, 1979).

Tableau II. 2. Synthèse des conductivités hydrauliques K (m/s) et des transmissivités T (m^2/s) interprétées des essais de pompages menés sur les puits du champ captant en 1994-1995 (LRPC, 2004).

Puits	K [m/s]	T [m^2/s]
P71	1.2×10^{-3}	1.0×10^{-2}
P66	3.8×10^{-3}	2.5×10^{-2}
P67	3.6×10^{-3}	2.2×10^{-2}
P68	5.0×10^{-3}	2.0×10^{-2}
P22	3.8×10^{-3}	3.6×10^{-2}
P24	8.2×10^{-3}	4.0×10^{-2}
P28	2.9×10^{-3}	2.8×10^{-2}
P13	3.9×10^{-4}	3.9×10^{-3}
P19	7.5×10^{-4}	7.2×10^{-3}
P15	2.4×10^{-4}	2.4×10^{-3}
P16	3.0×10^{-4}	3.1×10^{-3}
P17	2.7×10^{-4}	2.8×10^{-3}
P18	2.4×10^{-4}	2.4×10^{-3}
P19	2.5×10^{-4}	2.4×10^{-3}
P31	3.0×10^{-3}	1.0×10^{-2}
P34	1.7×10^{-3}	1.6×10^{-2}
P35	1.8×10^{-3}	1.6×10^{-2}
P36	1.3×10^{-3}	1.2×10^{-2}
P37	2.6×10^{-3}	2.6×10^{-2}
P54	2.3×10^{-3}	2.5×10^{-2}
P58	3.2×10^{-3}	2.6×10^{-2}
P59	2.6×10^{-3}	3.4×10^{-2}
P63	3.4×10^{-3}	3.4×10^{-2}
S58	6.2×10^{-4}	-
S59	4.6×10^{-4}	-
S60	2.5×10^{-4}	-
S66	1.4×10^{-3}	-

Cependant, il est important de garder à l'esprit que ces valeurs de K , T et S ont été interprétées avec le modèle de Theis (1935).

Ce type de solution analytique repose sur différentes hypothèses d'homogénéité du milieu. Ainsi, les valeurs de K et S qui seront calibrées par le modèle numérique, pourront être différentes de celles présentées dans le **Tableau II. 2**.

3. Matériels et méthodes

3.1 Acquisition des données hydrodynamiques

Les données hydrodynamiques ont pour but de mieux caractériser les variations spatiales et temporelles des écoulements de la nappe alluviale, ainsi que des relations nappe/rivière.

Les mesures en continu proviennent des Systèmes d'Observation (SO) suivants :

- Le SO AUVERWATCH (OPGC, SNO H+, SNO RENOIR, IR OZCAR) : dans le cadre de ce projet, un suivi hydrodynamique est instauré depuis 2010 à partir de sondes CTD-OTT (*SDEC*) dans le puits P33 et dans le piézomètre D13. Ces sondes mesurent et enregistrent la pression (m), la température (°C) et la conductivité électrique ($\mu\text{S/cm}$) de la nappe au pas de temps horaire.
- L'étude HMUC (Blachère et al., 2021) du bureau d'étude CESAME permet un suivi hydrodynamique de la nappe dans le piézomètre D15 depuis 2019 (sonde *Solinst*). Cette sonde mesure et enregistre la pression (m) et la température (°C) au pas de temps horaire.
- Le suivi en continu mis en place par l'Usine Elévatoire de Clermont Auvergne Métropole. Le niveau piézométrique de la nappe sur une dizaine de puits est suivi par un système de radar, au pas de temps horaire (P65, P62, P54, P51, P37, P34, P31, P1, P19, P23, P25) et le niveau de l'Allier depuis 2003. Ces séries de données sont incomplètes entre 2003-2016 et ne sont pas toutes exploitables.

Ce suivi est complété par des données collectées lors des différentes campagnes de terrain ponctuelles, dont :

- Deux campagnes de mesures hydrodynamiques et chimiques qui ont été menées en décembre 2010 et en juin 2012 (Mohammed, 2014) sur les 71 puits du champ captant, sur l'Allier ainsi que les sources de Cagnet et Jallat.
- Différentes campagnes de mesure qui ont été réalisées dans le cadre de cette thèse (2020-2023). Nous avons notamment mis en place des sondes supplémentaires (CTD-Diver *SDEC* et Rugged-Troll *InSitu*) sur les puits P20, P24 P26, P29, P3, P8, P18, P33,

P37 et D15 entre le 20/02/2023 et le 24/02/23, afin de suivre le niveau piézométrique en pompage et hors pompage des puits sur les principales sous-stations. Ces données seront utilisées pour mieux définir le fonctionnement conceptuel de la nappe alluviale ainsi que la calibration en régime transitoire du modèle.

3.2 Acquisition des données géophysiques

Dans l'objectif de cartographier l'interface entre les alluvions Fy-z et le substratum ainsi que les éventuelles hétérogénéités présentes au sein du milieu alluvial, la méthode *Electrical Resistivity Tomography* (ERT), a été employée. Elle est régulièrement utilisée dans les milieux alluviaux (Göktürkler et al., 2008 ; Gonzales Amaya et al., 2016 ; Gómez et al., 2019).

L'ERT est une méthode géophysique active qui fournit une image 2D ou 3D de la résistivité électrique du sous-sol, notée ρ et exprimée en [ohm/m]. Elle repose sur le fait qu'un courant électrique peut se propager dans le sol plus ou moins facilement selon sa nature (Telford et al., 1990). Cette méthode géophysique permet donc d'identifier des contrastes de résistivités du sous-sol, qui peuvent être expliqués par une variabilité des lithologies ou par des degrés variables de saturation en eau (Perrone et al., 2014).

Neuf campagnes de prospection ERT (28 profils au total) ont été réalisées entre 2017 et 2023, sur le champ captant du Val d'Allier (**Tableau II. 3**).

Tableau II. 3. Liste des profils ERT réalisés sur le champ captant entre 2017 et 2023.

Année	Nombre de profils	Longueur Totale (m)	Espacement Des électrodes (m)	Dispositif
2017	7	355	5	Wenner-Schlumberger
2018	2	355	5	Wenner-Schlumberger
2019	2	207	3	Wenner-Schlumberger
2020	2	207	3	Wenner-Schlumberger
2021	1	207	3	Wenner-Schlumberger
2021	1	428	3	WS Roll-along
2021	1	535	5	WS Roll-along
2022	6	175 à 355 m	2.5 à 5 m	Wenner-Schlumberger
2023	6	355	5	Wenner-Schlumberger

Ces profils sont réalisés à partir de 72 électrodes déployées sur le terrain, avec un espacement maximal de 5 m pour la plupart (soit des profils d'une longueur maximale de 355 m). Le

dispositif utilisé est celui de Wenner-Schlumberger (WS). Le principe de la technique ERT est bien expliqué dans la littérature comme (Loke, 2004), plus de détails sont donnés **Annexe 2**.

3.3 Choix du modèle numérique

Un modèle (en hydrogéologie) est défini comme étant une tentative de représenter les caractéristiques essentielles d'un système aquifère réel au moyen d'une contrepartie mathématique (Alley et al., 1999). Le modèle permet de synthétiser toutes les connaissances hydrogéologiques de l'hydrosystème étudié, mais aussi de pouvoir prédire son comportement futur, dans différentes conditions hydrologiques.

Le choix du code de calcul est essentiel, il doit être adapté à la problématique et aux données disponibles sur la zone étudiée. Ainsi, de nombreuses études récentes abordent la modélisation des nappes alluviales en utilisant MODFLOW (Gannon and Vogelgesang, 2015 ; Guzmán et al., 2016; Meredith et Blais, 2019 ; Vogelgesang et al., 2020 ; Raazia et Dar, 2022 ; Schaper et al., 2022 ; Mohammadi Arasteh and Shoaie, 2023 ; Milmo et al., 2023 ; Shakeri et al., 2023 ; Vengust et al., 2023 ; Yin et al., 2023).

D'autres codes peuvent être utilisés : seul comme FEFLOW (Vrzel et al., 2019 ; Epting et al., 2022 ; Rzigui et al., 2022 ; Halder et al., 2023), ou en couplage comme SWAT-MODFLOW (Guevara Ochoa et al., 2020), WaSiM-FEFLOW ou et MIKE 11-FEFLOW (Vrzel et al., 2019).

Si MODFLOW utilise la méthode des différences finies pour résoudre numériquement les équations des écoulements souterrains (McDonald and Harbaugh, 1988), FEFLOW se base sur la méthode des éléments finis (Diersch et al., 2011), qui permet la représentation de géométries plus complexes (Kumar, 2019). Par ailleurs, MODFLOW présente l'avantage de proposer des packages supplémentaires et notamment le Package RIVER permettant de modéliser les relations nappe/rivière (Gannon and Vogelgesang, 2015 ; Guzmán et al., 2016 ; Abboud et al., 2018 ; Vengust et al., 2023).

Compte tenu de sa large utilisation en domaine alluvial et de la géométrie simple de notre site d'étude, avec une seule couche aquifère (i.e. les alluvions Fy-z) de topographie régulière, nous avons opté pour MODFLOW.

Du point de vue de l'interface graphique, c'est *Groundwater Vistas 8* ou GWV8 (ESI *Environmental Simulations Incorporated*, <https://www.groundwatermodels.com/>), qui est utilisé. Plus de détails sont donnés en **Annexe 1**.

3.4 Emprise spatiale du modèle

L'emprise spatiale du modèle correspond au méandre principal où la majorité des puits AEP sont situés (**Figure II. 11**) et où les données à notre disposition sont les plus nombreuses. Les puits qui sont modélisés sont ceux reliés aux sous-stations de pompage B1a, B1b, B2 et une partie de B4 (P38 à P53).

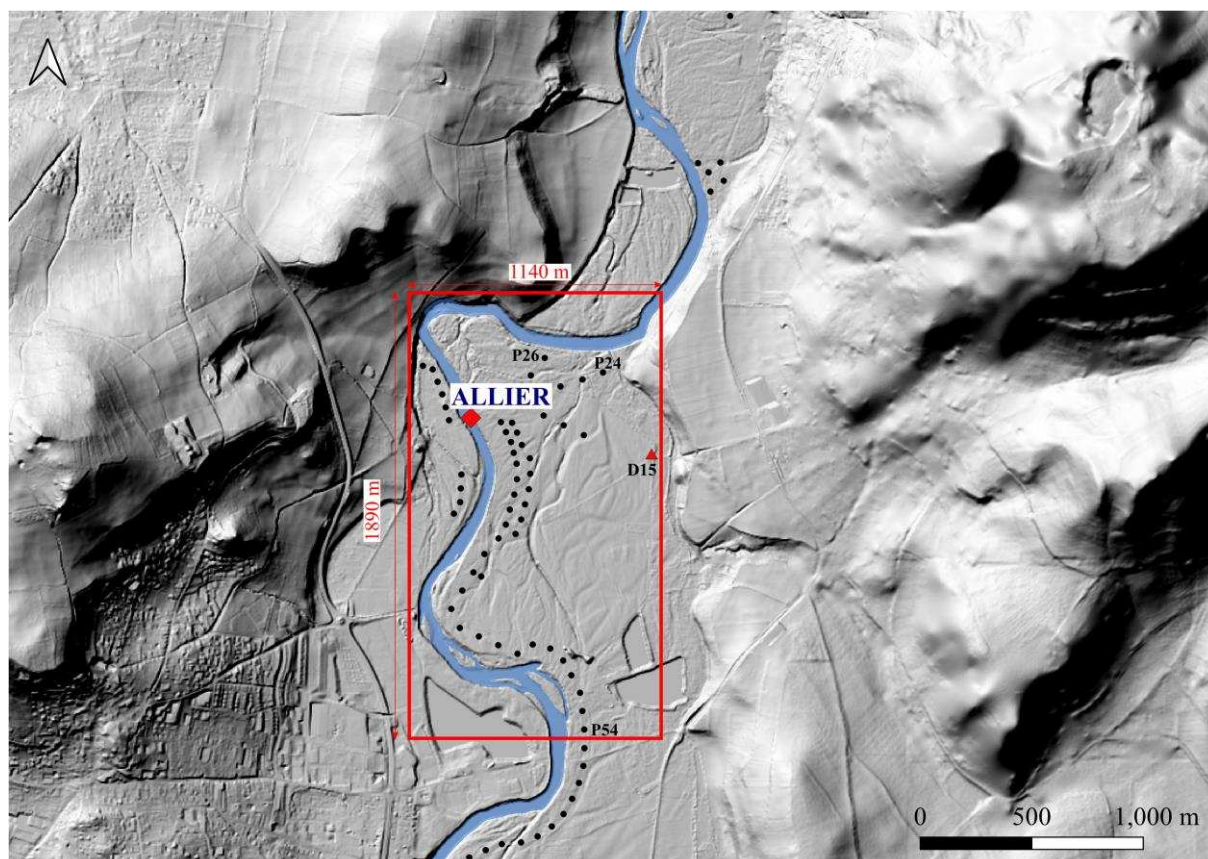


Figure II. 11. Emprise spatiale du modèle sur le champ captant délimitée par le cadre rouge (le fond cartographique correspond au MNT d'une résolution de 10 m).

Le modèle s'étend d'ouest en est sur 1140 m et du sud vers le nord sur 1890 m. Il est délimité au sud par le P54, car il fait partie des puits équipés d'un système de mesure en continu, ce qui permet de connaître les variations piézométriques de la nappe, sur la limite sud du modèle.

Une seule couche sera modélisée : celle des alluvions Fy-z. Cette dernière aura pour limite supérieure la surface topographique du sol et les marno-calcaires oligocènes pour limite inférieure. Les conditions limites qui permettront de mieux contraindre le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère dans le modèle, seront également définies.

3.5 Calibration du modèle

La calibration vise à déterminer un jeu de paramètres unique qui pourra être ensuite réutilisé pour prédire le comportement futur du système étudié (Moore and Doherty, 2006). L'objectif est de réduire au maximum l'écart entre les charges hydrauliques observées et simulées par le modèle. La « fonction objectif » permet de mesurer la conformité entre les valeurs simulées et les valeurs observées. Elle est ajustée par régression, le but étant de calculer la valeur des paramètres définis pour minimiser cette « fonction objectif » (Hill, 2000). La valeur finale de chaque paramètre de calage est dite *optimisée* ou *calibrée*.

La calibration d'un modèle numérique pour un aquifère se fait généralement en deux phases successives : 1) en régime permanent ; 2) en régime transitoire.

Le régime permanent implique que les charges hydrauliques et les flux simulés sont constants dans le temps. Ainsi, pour chaque maille, le terme $\frac{\partial h}{\partial t}$ de l'équation (**Annexe 1, A.1.**) régissant les écoulements en milieu poreux est égal à 0 (Anderson et al., 2015). Cette situation est rarement observée dans la réalité. Le régime permanent n'existe que lorsque les flux totaux entrants sont égaux aux flux totaux sortants ; la variation du stockage est alors nulle (Kelly, 1996). La calibration du régime permanent permet d'obtenir la répartition des charges hydrauliques pour chaque maille du modèle. Ces dernières servent de point de départ au premier pas de temps du régime transitoire.

Le régime transitoire correspond à des conditions hydrologiques variables ; le niveau de la rivière peut varier, tout comme la recharge, le débit de pompage des différents puits etc. Le terme $\frac{\partial h}{\partial t}$ de l'équation (**Annexe 1, A.1.**) peut être différent d'un pas de temps à un autre sur l'ensemble du modèle. La correspondance entre les valeurs simulées et observées (qualité de la calibration) est jugée en calculant le coefficient de détermination R^2 et la RMSE : *Root Mean Square Error* (1).

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2} \quad (1)$$

Pour n observations y_i et x_i ; les valeurs modélisées (Hodson, 2022).

3.5.1 Les paramètres de calibration

Les propriétés hydrodynamiques impliquées dans la calibration du régime permanent sont la conductivité hydraulique (K_x , K_y) et la conductance C de la rivière. Cette dernière contrôle le flux qui est échangé entre la nappe et la rivière, selon le différentiel de charge entre ces deux entités. Par exemple, si le niveau de la rivière est supérieur à celui de la nappe, le flux échangé depuis la rivière vers la nappe est déterminé selon la valeur de C [L^2/T] (2).

$$C = \frac{K_r \times l \times L}{E} \quad (2)$$

Avec K_r la conductivité hydraulique du matériau formant le lit de la rivière [L/T], l et L la largeur et longueur de la rivière dans une maille de type rivière [L] et E l'épaisseur du lit [L]. Lors de la paramétrisation, chaque terme de cette équation (2) doit être renseigné, mais seul le terme de conductance C est calibré dans le modèle *in fine*.

Dans le cas du régime transitoire, puisque les charges hydrauliques peuvent varier en fonction du temps, le coefficient d'emménagement en nappe libre S_y (*Specific yield*) est le principal paramètre de calibration.

Cette phase de calibration du modèle peut se faire manuellement par essais/erreurs ou automatiquement. L'optimisation des paramètres K , C et S_y peut se faire en définissant des zones dans lesquelles ces paramètres seront homogènes. Mais, il est aussi possible de les distribuer sous la forme de points pilotes (calibration automatique). Dans tous les cas, l'objectif est le même : faire coïncider les charges simulées avec les charges observées le mieux possible.

Ainsi, des charges ou côtes piézométriques observées en différents puits/piézomètres sont importées dans le modèle pour le calage du régime permanent (nous parlerons de *head targets*). Pour le calage du régime transitoire, ce sont des séries temporelles de charges ou des séries de rabattements qui sont importées (*transient* ou *drawdown targets*).

3.5.2 Calibration automatique avec PEST et les points pilotes

Dans notre étude, nous avons opté pour une calibration automatique avec PEST (*Parameter Estimation*) et l'utilisation de points pilotes (Doherty and Hunt, 2010).

En effet, si la méthode manuelle peut donner de bons résultats (l'utilisateur fait varier lui-même tous les paramètres jusqu'à ce que la piézométrie simulée corresponde à la piézométrie observée), elle est cependant très chronophage et implique une grande part de jugement subjectif (Fenicia et al., 2007).

PEST va ainsi tester toutes les possibilités entre les paramètres définis par l'utilisateur, dans la gamme de variation imposée par ce dernier et retenir les paramètres qui permettent de minimiser au mieux la « fonction objectif ». Cette calibration automatique concerne l'optimisation de la conductivité hydraulique K et du coefficient d'emmagasinement S_y , avec PEST *via* un jeu de points pilotes. C'est-à-dire que les valeurs des paramètres à inverser sont estimées depuis un ensemble de points distribués sur l'ensemble du maillage du modèle (Doherty and Hunt, 2010).

Une valeur initiale ainsi qu'une borne minimale et maximale leur sont attribués. Dans la limite des bornes fixées, PEST est alors autorisé à tester différentes valeurs pour chaque paramètre (K ou S), selon un processus itératif. Une fois cette phase terminée, PEST garde le jeu de paramètres qui aura permis le meilleur ajustement entre les charges simulées et observées. Les valeurs inversées sur chaque point pilote sont ensuite interpolées par krigeage ordinaire, sur toute la grille du modèle.

A la fin de ce processus, nous obtenons une répartition spatiale des conductivités hydrauliques K (régime permanent) et une répartition spatiale du coefficient d'emmagasinement S_y (régime transitoire) ; dans chaque maille du modèle.

4. Résultats : du modèle conceptuel au modèle numérique

L'objectif de cette partie est de présenter l'analyse des données qui a permis de construire puis de calibrer le modèle numérique sur MODFLOW. Nous présenterons le choix des différentes limites physiques et hydrogéologiques du modèle qui permettent de mieux contraindre le fonctionnement hydrodynamique de la nappe alluviale. De même, les différentes étapes de calibration du modèle seront présentées ainsi que les résultats des scénarii que nous avons choisis de tester.

4.1 Les limites physiques du modèle

4.1.1 Limite supérieure : l'altitude du sol

La limite supérieure correspond à la topographie de la surface du sol. Cette dernière est imposée par le Modèle Numérique de Terrain (MNT) d'une résolution de 10 m × 10 m (www.craig.fr/). La zone d'étude étant une plaine alluviale sans grandes variations de relief, il n'est pas nécessaire d'utiliser un MNT avec une résolution plus fine. Entre le sud au nord du modèle (du P54 au P24 distant de 1700 m), l'altitude varie ainsi de 320 m NGF à 316.5 m NGF.

4.1.2 Limite inférieure : la topographie du substratum

La profondeur de la limite inférieure (marno-calcaires oligocènes) par rapport à la surface du sol a pu être identifiée grâce aux 28 profils ERT qui ont été réalisés sur la plaine du champ captant (**Tableau II. 3**) ainsi qu'aux coupes des puits AEP (BSS sur <https://infoterre.brgm.fr/>). Les données bibliographiques du (LRPC, 2004) ont aussi été utilisées.

Ces profils ERT permettent également de définir l'épaisseur alluvionnaire ainsi que les hétérogénéités au sein même des alluvions, liées à la présence de paléochenaux, par exemple. La position de l'ensemble des profils est précisée sur la **Figure II. 12**.

La **Figure II. 13** présente une sélection de profils qui permettent de répondre à notre problématique (p2-2017, p2-2019, p2-2020, p1-2021, p2-2023 et p6-2022). Sur le p2-2020 et le p1-2021, la position et profondeur des puits sont indiquées. Les puits AEP étant forés jusqu'au substratum, ils nous aident à mieux positionner l'interface alluvions/substratum sur les profils ERT.

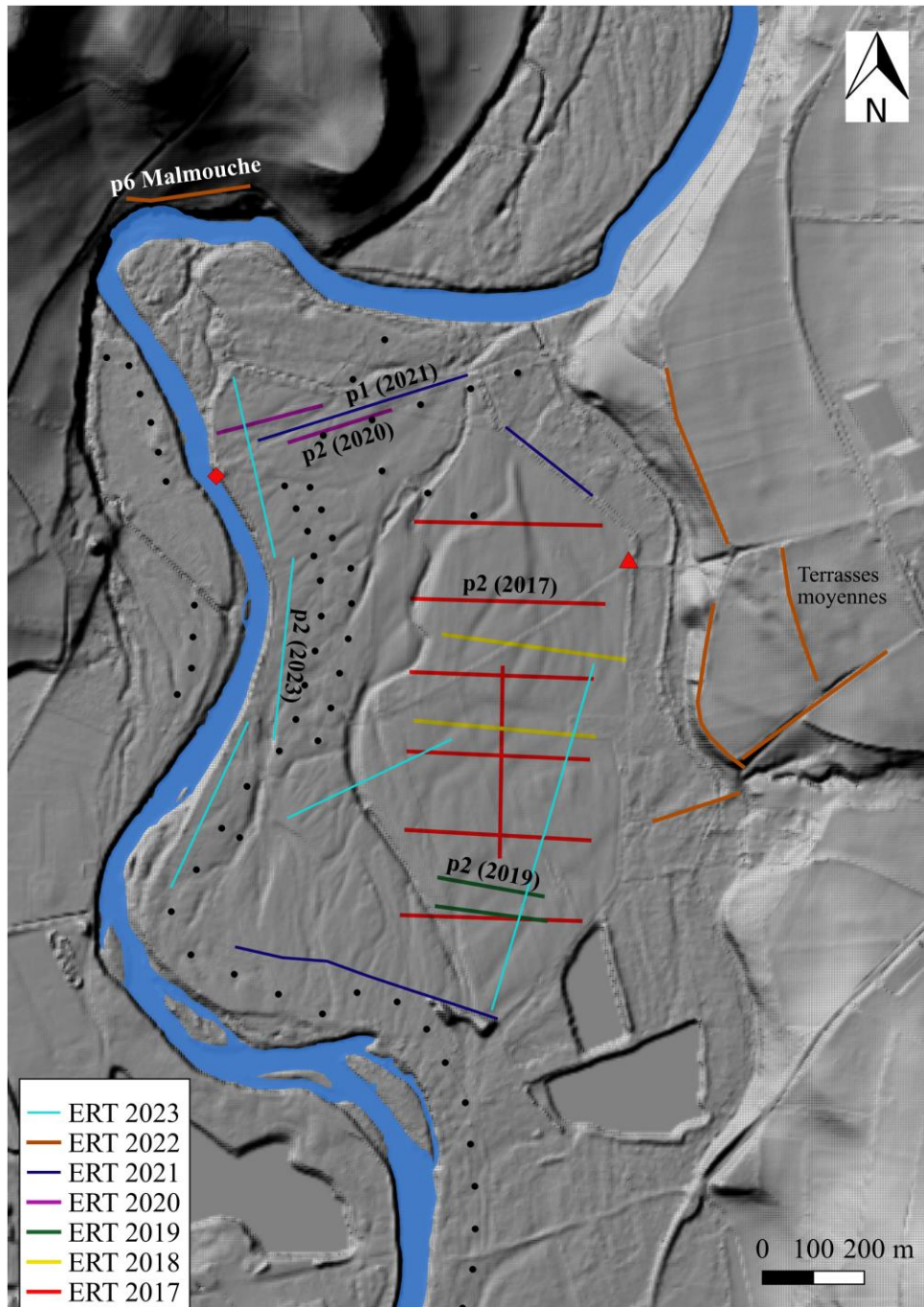


Figure II. 12. Position de l'ensemble des profils réalisés sur le champ captant du Val d'Allier entre 2017 et 2023 ainsi que sur les terrasses moyennes de l'Allier.

L'ensemble des profils montre une stratification horizontale, typique des milieux alluviaux/fluviaux (Kim et al., 2005 ; Boy-Roura et al., 2018 ; Mishra et al., 2023), tel que cela a déjà été observé sur la nappe alluviale de l'Allier (Quenet et al., 2019), près de Brioude. L'hétérogénéité verticale (axe z, **Figure II. 13**) est supérieure à l'hétérogénéité horizontale (x, y).

En fonction de la résistivité, l'ensemble des profils peut se diviser en trois parties (**Figure II. 13**) : 1) une zone avec de fortes résistivités (200 à 5000 ohm/m) ; 2) une zone de transition dont la résistivité diminue avec la profondeur ; 3) une zone de faible résistivité (< 100 ohm/m).

La première zone correspond aux alluvions modernes de la terrasse récente de l'Allier (Fy-z) reposant sur la couche moins résistive des marno-calcaires oligocènes. Le p6-2022 est réalisé sur la falaise de Malmouche (**Figure II. 8a**), qui est justement, principalement constituée des marno-calcaires oligocènes. Ce profil sert donc de référence pour les résistivités de ce type de sédiment et nous confirme que les résistivités observées sous les alluvions du champ captant, correspondent effectivement au substratum de nature marno-calcaire. Les gammes de résistivités observées sont cohérentes avec les valeurs typiques pour chacun de ces matériaux (Telford et al., 1990 ; Loke, 2004). La zone de transition, de faible épaisseur, correspond probablement à la frange d'altération des marno-calcaires oligocènes, présentant des éléments plus argileux (donc moins résistifs que les alluvions).

Les marnes présentent une résistivité homogène. Au contraire, les alluvions sont caractérisées par une gamme de résistivités étendue, traduisant l'hétérogénéité des dépôts par la rivière au cours du temps. Ainsi, le profil p2-2017 montre des résistivités autour de 2000 ohm/m sur ses extrémités ouest et est tandis qu'au centre du profil la résistivité est plus faible (700-800 ohm/m). Les fortes résistivités correspondent à des alluvions grossières (graviers, galets) tandis que les valeurs plus faibles correspondent à des sédiments de granulométrie plus fine comme des sables (Minsley et al., 2021 ; Ikard et al., 2023). Ces variations peuvent aussi correspondre à des variations de porosité (Niwas et al., 2011) et de conductivité hydraulique (Vogelgesang et al., 2020 ; McLachlan et al., 2021).

Le profil p2-2023 est orienté sud-nord parallèlement à la direction générale d'écoulement de l'Allier, l'épaisseur des alluvions est constante et aucune hétérogénéité n'est à noter. A l'inverse, les profils perpendiculaires à la direction générale des écoulements (p2-2017, p2-2019, p1-2021), présentent de plus fortes variations de l'épaisseur des alluvions et d'hétérogénéité au sein de la couche alluvionnaire. Ces variations sont liées à la circulation de l'Allier, qui a pu divaguer latéralement au cours du temps. L'Allier a pu générer des zones de surcreusement du substratum, surmontées d'un dépôt alluvionnaire plus important (p1-2021, épaisseur d'alluvions de 15 m entre 240 m et 330 m sur la longueur du profil). Ce surcreusement central de la plaine alluviale a déjà été décrit par l'étude du LRPC de 2004.

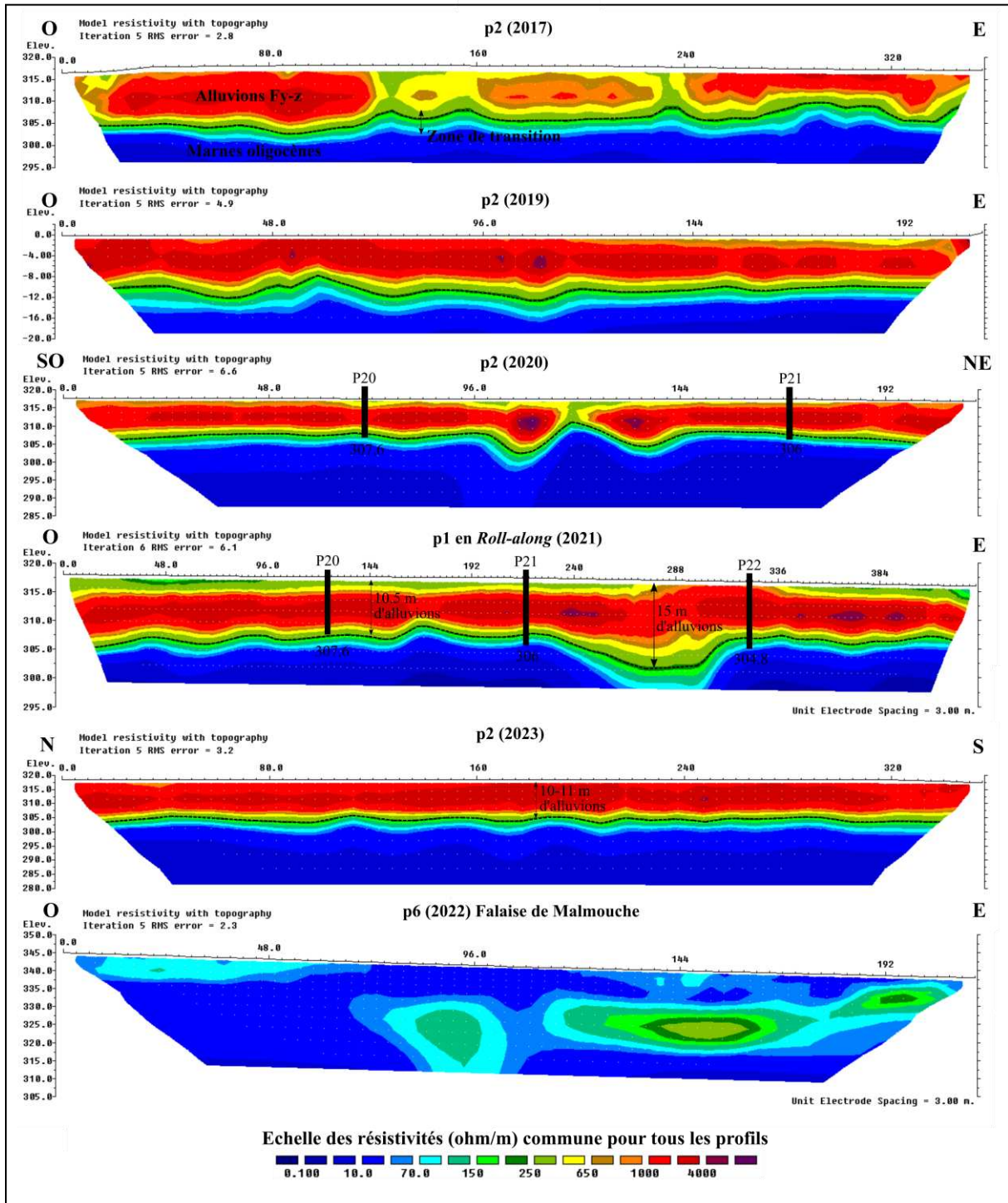


Figure II. 13. Sélection de profils ERT réalisés sur la plaine alluviale du champ captant entre 2017 et 2023. Les puits sont matérialisés en noir, leur limite inférieure indique la surface des marno-calcaires oligocènes

En conclusion, les campagnes de prospections ERT mettent en évidence une épaisseur d'alluvions de 10-15 m, en accord avec les données BSS des puits AEP.

En combinant les informations des profils ERT, les données des forages de la BSS et les données historiques (LRPC, 2004), nous avons pu répartir spatialement les altitudes du substratum, pour constituer la limite physique inférieure du modèle numérique.

4.2 Les limites hydrogéologiques du modèle

Les masses d'eau avec lesquelles la nappe alluviale interagit peuvent constituer des conditions limites dont il faut tenir compte dans le modèle numérique. Ces conditions peuvent être de trois types : la charge imposée (condition de Dirichlet) ; le flux imposé (condition de Neumann) ou le flux dépendant de la charge (limite de Cauchy ou limite mixte). Afin de mieux contraindre ces différentes limites, nous nous sommes appuyés sur les données historiques (LRPC, 2004), les données du SO AUVERWATCH et des données plus récentes acquises au cours de cette étude.

4.2.1 Les relations entre la nappe alluviale et les masses d'eau latérales

La carte piézométrique sur laquelle s'appuie notre modèle (**Figure II. 14**), est ancienne (1995). Elle repose sur des mesures acquises sur des piézomètres qui n'existent plus aujourd'hui. Il est donc désormais impossible de la retracer.

En régime naturel, le sens général des écoulements souterrains est orienté sud-nord en parallèle de la rivière Allier. Lorsque la nappe est au repos, les relations nappe/rivière varient le long du corridor de l'Allier, avec du sud au nord : 1) un premier tronçon jusqu' P58 où la rivière draine la nappe ; 2) une deuxième zone jusqu'à P31 où la rivière alimente la nappe à la faveur du méandre de l'Allier, 3) une troisième partie où la rivière draine la nappe jusqu'à P10, 4) une quatrième zone où la nappe alimente la rivière et enfin 5) la zone septentrionale du site où la rivière draine la nappe.

En régime d'écoulement influencé par les pompages, la nappe alluviale est surtout alimentée par l'Allier.

Cependant, ces cartes piézométriques montrent qu'en plus de l'Allier, deux autres masses d'eau contribuent à l'alimentation de la nappe sur cette emprise spatiale : la première implique la partie de la nappe située au sud du site d'étude (la nappe alluviale formant un continuum le long de l'Allier), la seconde implique des apports venant des côteaux situés à l'est du champ captant. La contribution relative de ces différentes entités a été déterminée à partir de l'étude hydrochimique de Mohammed et al., (2014).

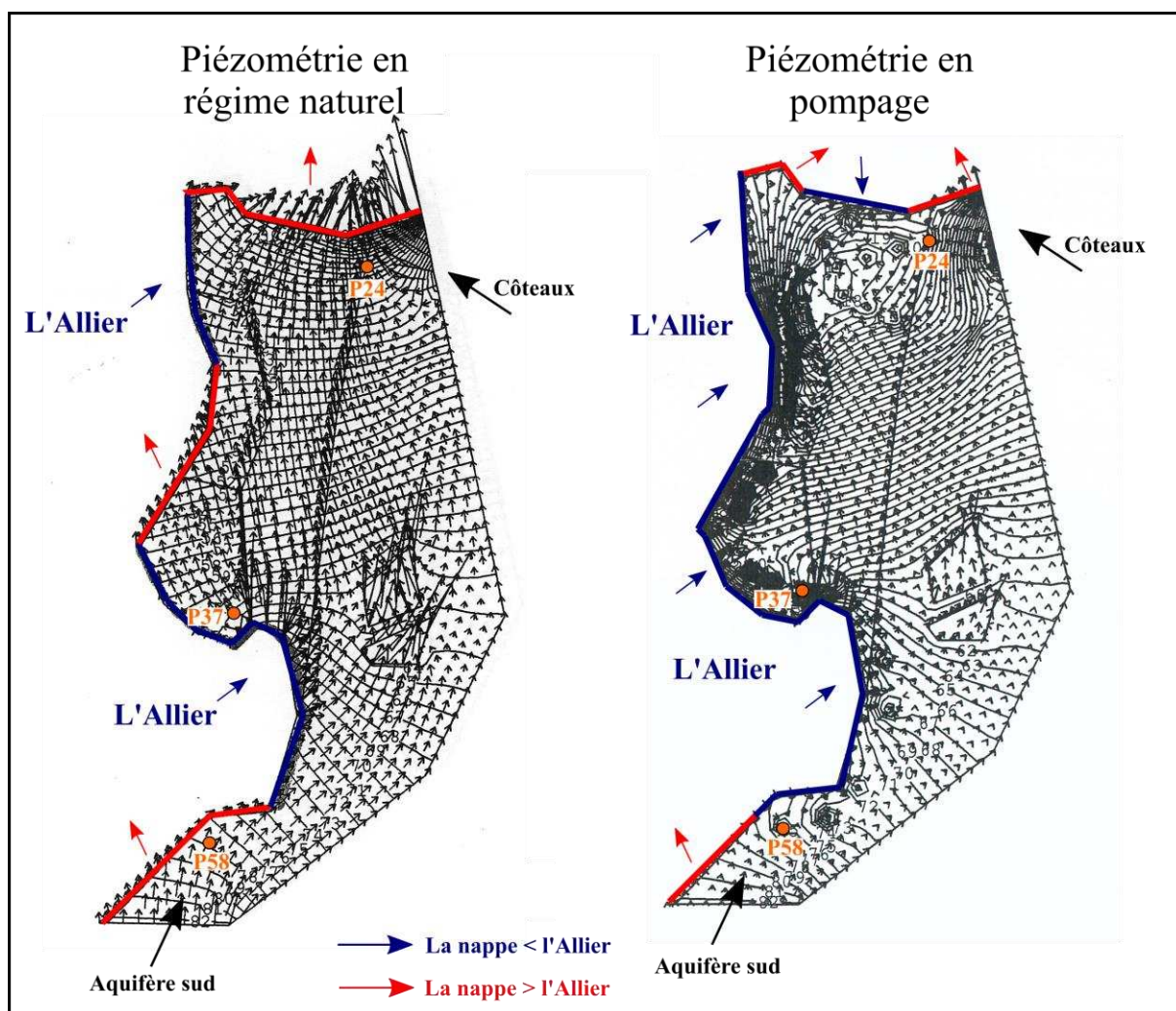


Figure II. 14. Piézométrie de la nappe alluviale sur le champ captant, en conditions d'écoulement naturelles et de pompage (LRPC, 2004), permettant de préciser les relations nappe/ri vière (trait rouge : la nappe alimente la rivière ; trait bleu : la rivière est alimentée par la nappe) et les relations avec les masses d'eau souterraines à l'est et au sud de l'emprise de la carte.

La **Figure II. 15** montre que tous les puits sont alimentés par la rivière en condition d'exploitation. L'influence de la rivière diminue à l'est (P23, P27, P29) pour être remplacée par une contribution plus importante des masses d'eau des coteaux (se traduisant par des teneurs en nitrates et en pharmaceutiques plus élevées) et/ou de la partie sud de la nappe alluviale (marquées par des teneurs en nitrates, sulfates et phytosanitaires plus élevées). L'influence de la limite est sur la nappe alluviale est confirmée par la piézométrie en régime d'exploitation (**Figure II. 14**), où les pompages semblent favoriser la contribution des coteaux est.

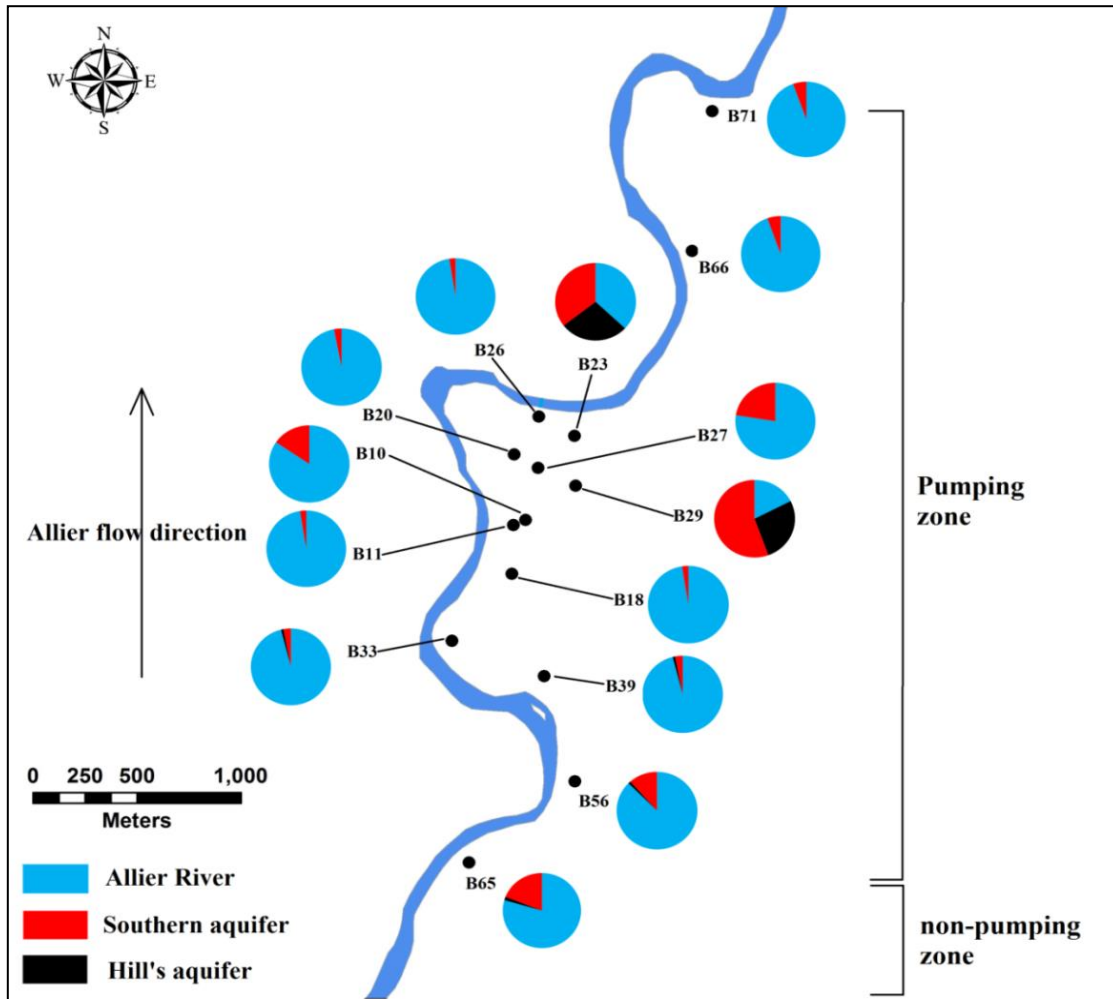


Figure II. 15. Contribution des différents pôles (Allier, coteaux et partie sud de l'aquifère alluvial), d'après Mohammed et al. (2014).

4.2.2 Précisions sur la limite Allier

Afin de mieux comprendre comment les relations nappe/rivière sont spatialement et temporellement affectées par l'alternance des pompages sur le site, les données collectées lors de la campagne de terrain qui s'est déroulée du 20/02 au 24/02/23, ont été analysées (Cf. 3.1). Lors de cette campagne, 11 puits ont été équipés avec des capteurs de pression qui enregistrent le niveau (la pression en mh2o ou en bar), la température (°C) et la conductivité électrique ($\mu\text{S}/\text{cm}$) de la nappe, toutes les 5 minutes (Figure II. 16). Les variations du niveau de l'Allier (m NGF) ont également été mesurées.

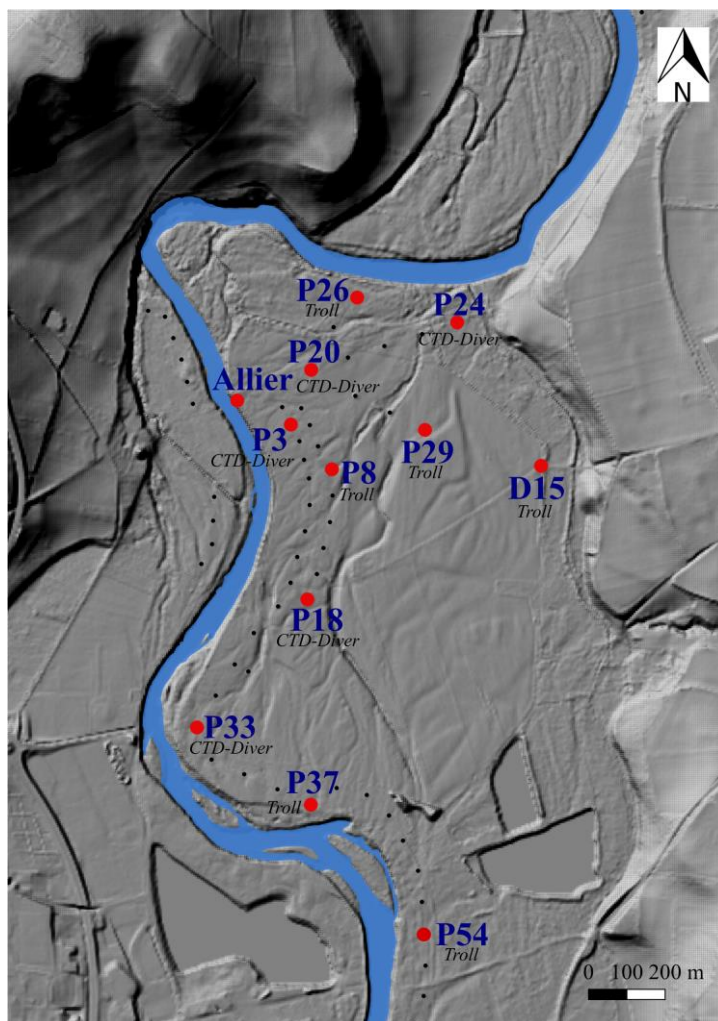


Figure II. 16. Localisation des ouvrages équipés (CTD-Diver ou Troll InSitu) pour la campagne de terrain du 20/02-24/02/2023.

Durant toute cette période d'acquisition, les conditions hydrologiques sont stables. Aucun événement pluvieux n'est enregistré entre le 20/02 et le 24/02/23, la recharge de la nappe alluviale par infiltration efficace des pluies est donc nulle (**Figure II. 17a**). De même, le niveau de l'Allier est de 314.82 ± 0.03 m NGF, un niveau correspondant à une période de basses-eaux (**Figure II. 17b**).

L'altitude de la ligne d'eau (m NGF) a été mesurée par GPS différentiel (par le bureau d'étude VEODIS 3D), entre Vieille-Brioude et Nevers, pour la période du 21/07 au 13/08/20 alors que le niveau de l'Allier était stable. Ceci nous permet d'estimer les variations du niveau de la rivière tout le long du champ captant, en se référant à la mesure au niveau de l'échelle limnimétrique.

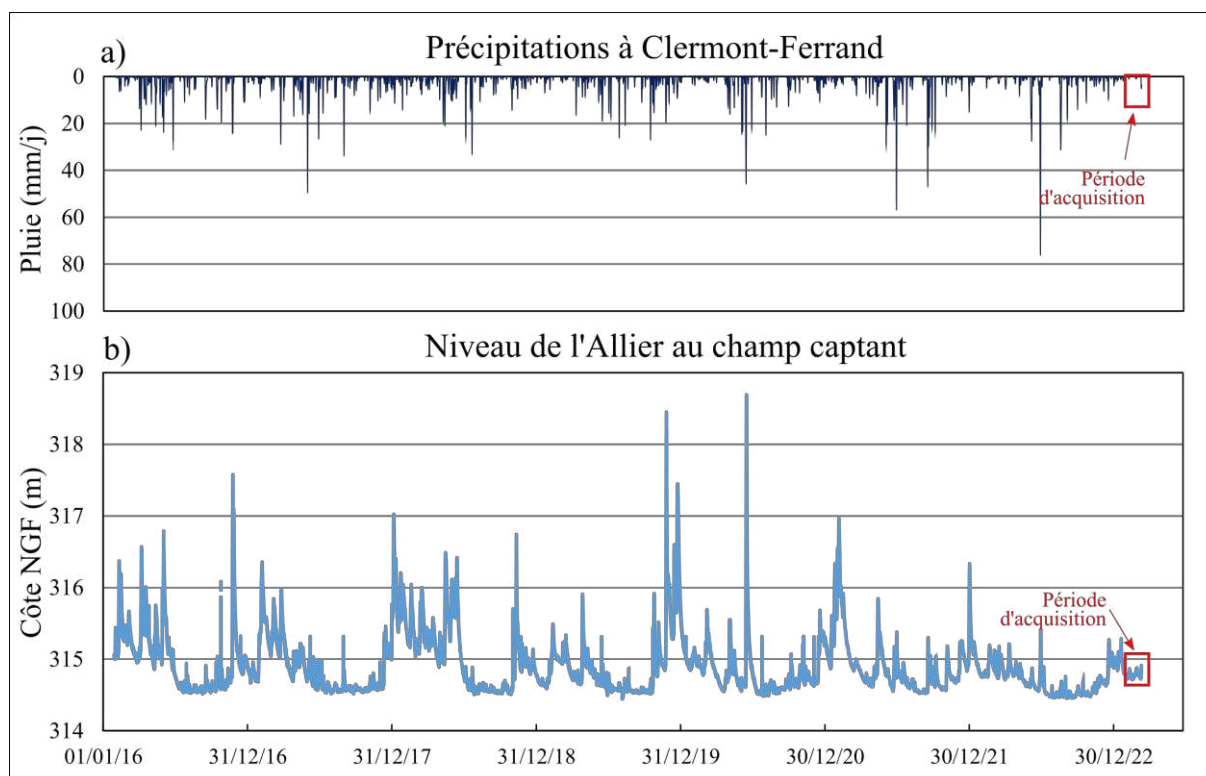


Figure II. 17. a) Précipitations journalières (mm/j) à la station Météo-France de Clermont-Ferrand et b) niveau de l'Allier (m NGF) au champ captant de janvier 2016 à mars 2023. Les cadres rouges permettent de resituer la période d'observation de la campagne de février 2023.

Les puits P33 et P37 (**Figure II. 18**) présentent un niveau piézométrique inférieur à la côte de l'Allier, démontrant une alimentation de la nappe par la rivière en cohérence avec la carte piézométrique de 1995 (**Figure II. 14**).

La température de l'Allier est de $8.0 \pm 0.6^\circ\text{C}$. P33 présente une température moyenne de $10.4 \pm 0.3^\circ\text{C}$ et P37 de $11.3 \pm 0.3^\circ\text{C}$, plus élevées que celle de l'Allier en raison de l'inertie thermique de la nappe alluviale (Kalbus et al., 2006 ; Cirpka et al., 2007 ; Molina-Giraldo et al., 2011). En pompage, la température de l'eau augmente dans le puits, démontrant la sollicitation d'une masse d'eau plus chaude que l'Allier : la nappe alluviale. Lorsque les pompages s'arrêtent, le niveau piézométrique se remet à l'équilibre avec la charge imposée par la rivière et la température diminue.

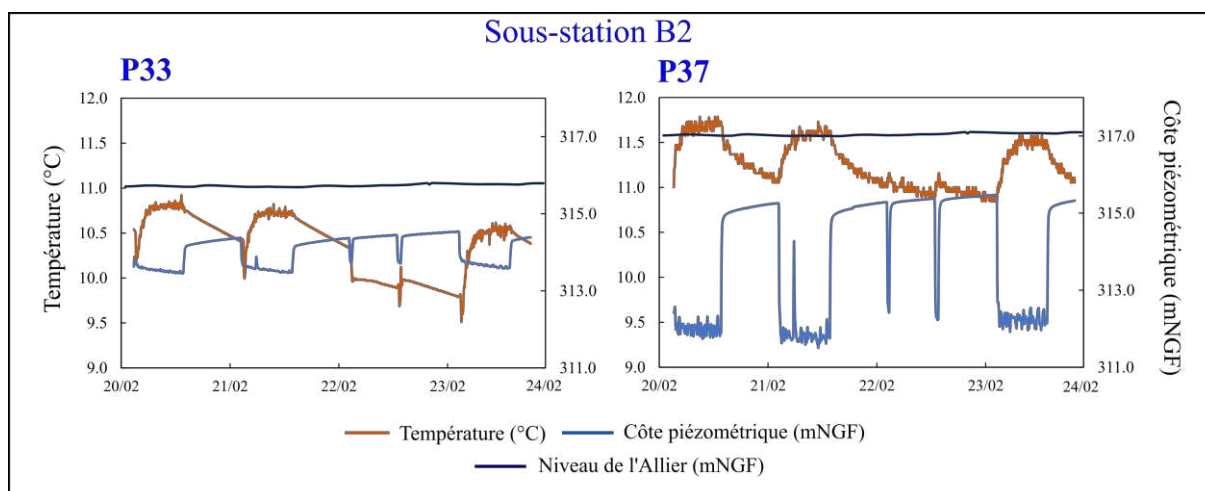


Figure II. 18. Variations de la côte piézométrique (mNGF) et de la température (°C) de la nappe alluviale pour P33 et P37 lors de la campagne de terrain du 20/02-24/02/2023.

Du point de vue de l’exploitation, P33 et P37 sont sur la même ligne de pompage (sous-station B2). Le rabattement provoqué par 12h de pompage à P33 est de 0.9 m et de 3.6 m au P37. Ces différences peuvent s’expliquer par des variations spatiales de la transmissivité et/ou de l’emmagasinement et/ou par un colmatage partiel des crépines/barbacanes du P37 pour lequel les pertes de charge augmentent très rapidement au début du pompage.

Les puits P3, P8 et P18 sont situés sur une même ligne de puits exploités par la sous-station B1a. Comme les puits précédents, ils présentent un niveau piézométrique inférieur à la côte de l’Allier (**Figure II. 19**), démontrant une alimentation de la nappe par la rivière, dans ces conditions hydrologiques.

Du point de vue de la température, P3 présente les mêmes variations que P33 et P37. Pour P18 ($T = 13.0 \pm 0.01^\circ\text{C}$) et pour P8 ($T = 13.0 \pm 0.04^\circ\text{C}$). Leur température est donc bien plus élevée que celle de l’Allier et très stable durant la période d’acquisition. Ces deux puits sont situés sur la ligne de B1a la plus éloignée de la rivière Allier (**Figure II. 9**) et semblent être moins influencés par cette dernière.

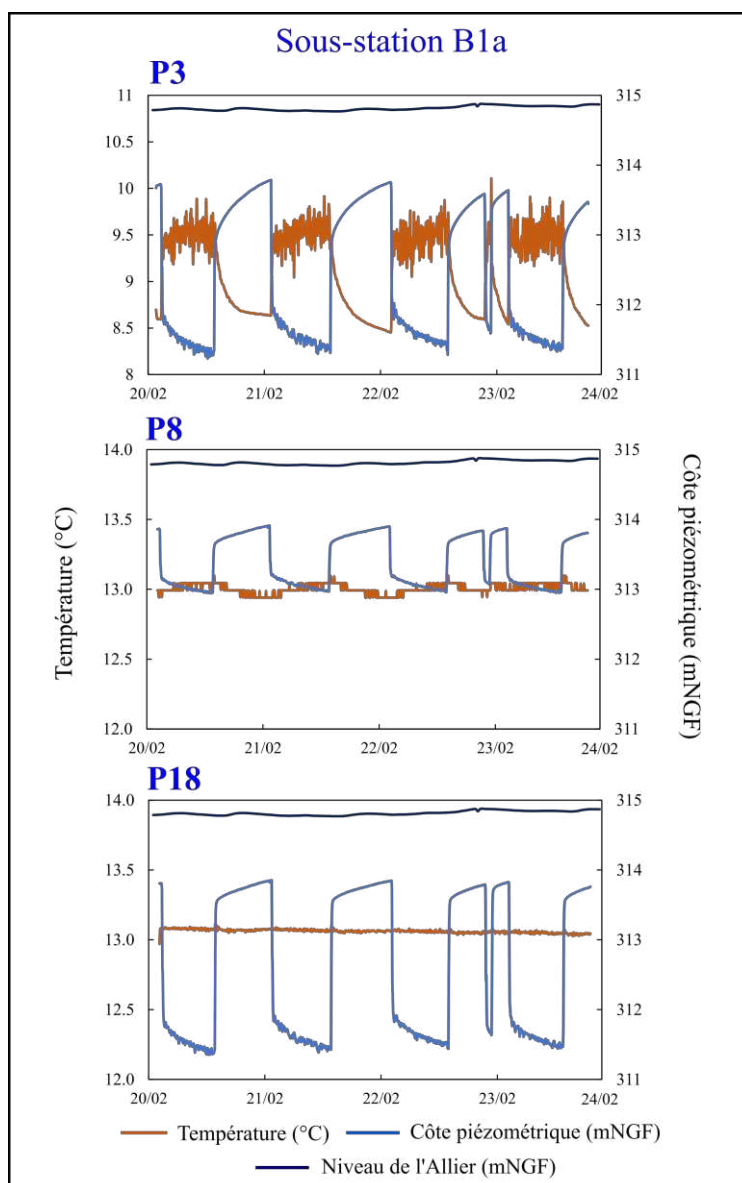


Figure II. 19. Variations de la côte piézométrique (mNGF) et de la température (°C) de la nappe alluviale pour les puits P3, P8 et P18 lors de la campagne de terrain du 20/02-24/02/2023.

Comme pour P33 et P37, les puits P3, P8 et P18 présentent des rabattements variables au bout de 12h du pompage : 2.5 m pour P3, 0.9 m pour P8 et de 2.45 m pour P18.

Enfin, les puits P20, P24, P26 et P29 appartiennent à la ligne de pompage de la sous-station B1b située au nord du méandre. Les rabattements observés après 12h de pompage sont de 2.5 m pour P20, 2 m pour P26, 1.9 pour P24 et 1.5 pour P29 (**Figure II. 20**), ce qui traduit encore une fois, des variations spatiales des propriétés hydrodynamiques. P26, puits le plus proche de la rivière, est caractérisé par un niveau piézométrique inférieur à celui de l'Allier, démontrant une alimentation de la nappe par la rivière.

Comme pour les puits précédents P33, P37 et P3, on observe une augmentation de la température lors du pompage, traduisant l'influence plus forte de l'aquifère alluvial.

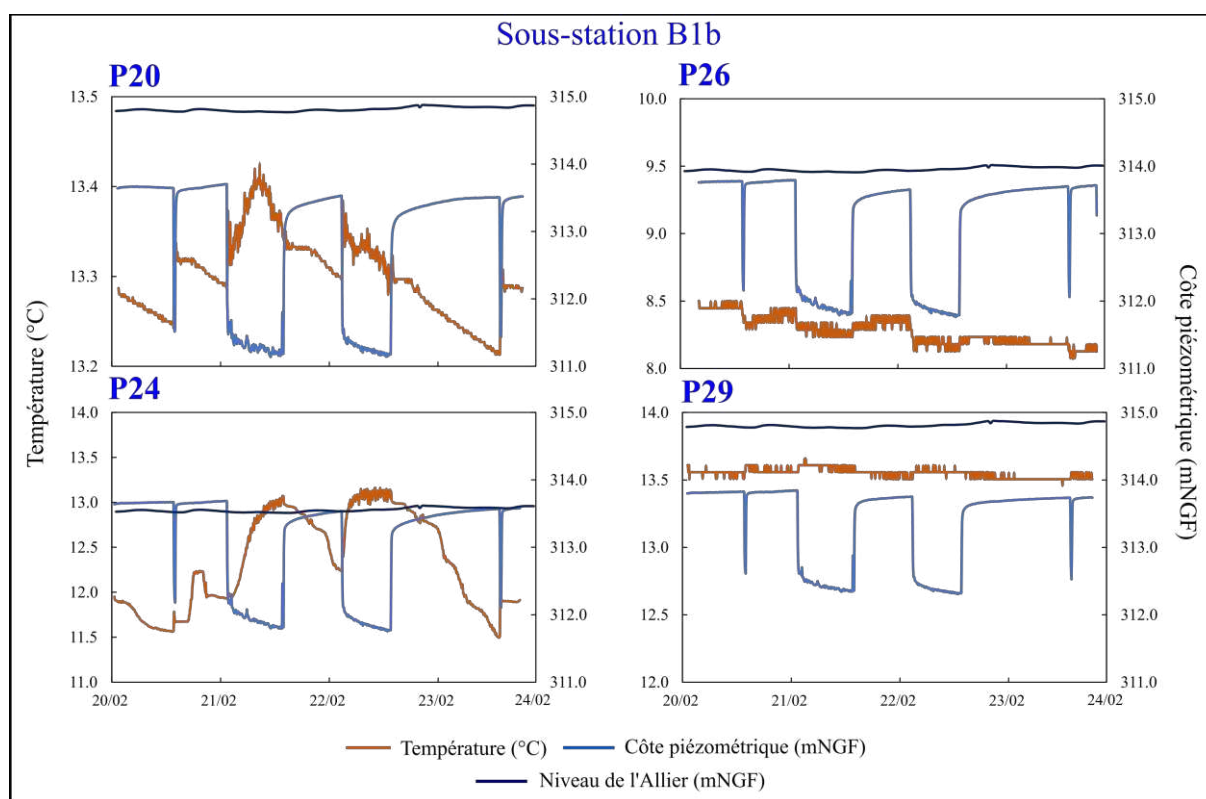


Figure II. 20. Variations de la côte piézométrique (m NGF) et de la température (°C) de la nappe alluviale pour les puits P20, P24, P26 et P29 lors de la campagne de terrain du 20/02-24/02/2023.

P29, comme P8 et P18, affiche des températures très stables au cours du temps ($13.6 \pm 0.03^\circ\text{C}$), démontrant l'influence d'une masse d'eau souterraine plus inertielle, imputable à la nappe alluviale elle-même ou aux masses d'eau souterraines des coteaux.

P26, très proche de la rivière (à 55 m), présente une température similaire ($8.3 \pm 0.1^\circ\text{C}$) à celle de l'eau de surface ($8.0 \pm 0.6^\circ\text{C}$). Ce puits semble donc exclusivement alimenté par l'Allier, tant en pompage qu'hors pompage. Son niveau piézométrique légèrement inférieur à celui de l'Allier confirme ce sens d'écoulement.

Au contraire P24, bien que très proche de l'Allier, affiche une côte piézométrique au-dessus du niveau d'eau de l'Allier. Les variations de températures indiquent clairement, comme pour P29, la contribution d'une masse d'eau plus chaude que l'Allier, provenant de la nappe alluviale elle-même et/ou des coteaux. Les fortes variations de température indiquent que cette contribution est plus élevée pour P24 que pour P29.

Cette hypothèse se confirme par le suivi de la conductivité électrique EC de la nappe alluviale ($\mu\text{S}/\text{cm}$, **Figure II. 21**).

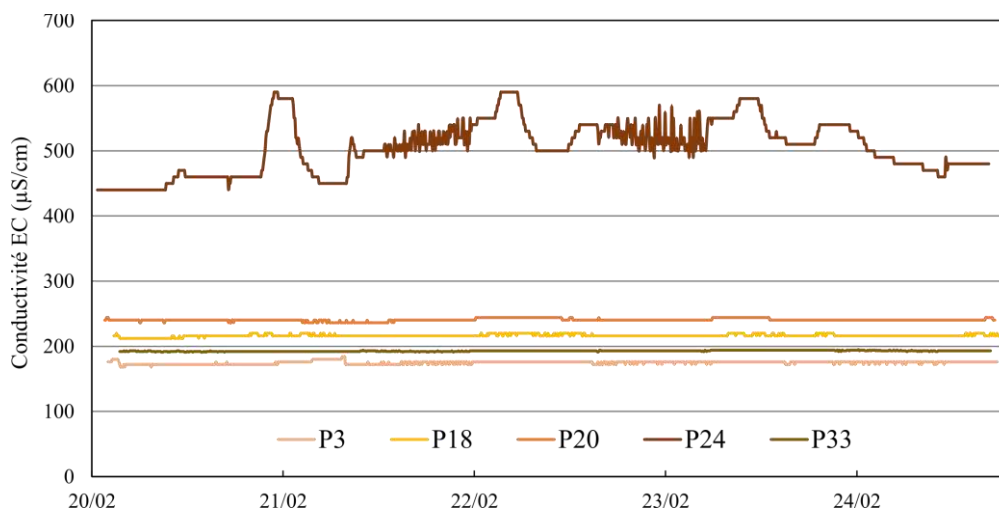


Figure II. 21. Variations de la conductivité électrique EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$) de la nappe en P3, P18, P20, P24 et P33 lors de la campagne de terrain du 20/02-24/02/2023.

La faible EC de P3, P18 et P20 s'explique par la forte contribution de la rivière Allier ($EC_{\text{Allier}} = 145 \pm 6 \mu\text{S}/\text{cm}$). P24 présente quant à lui une EC de $505 \pm 40 \mu\text{S}/\text{cm}$ confirmant des interactions eau/roche plus longues et donc la contribution plus élevée de l'aquifère et/ou des côteaux. Les ouvrages plus éloignés de la rivière sont effectivement caractérisés par une EC plus importante, ce qui avait été mis en évidence par (Mohammed et al., 2014), sur le champ captant.

4.2.3 Précisions sur la limite sud

Comme pour la limite Allier, les données de la campagne de terrain du 20/02 au 24/02/2023 sont utilisées pour préciser la limite sud du modèle, avec les données du P54 notamment (**Figure II. 22**).

Au niveau du P54, l'altitude de l'Allier est de 317.2 m NGF pour la période d'acquisition de février 2023. Sa côte est donc supérieure à celle de la nappe alluviale, qui varie entre 314.5 m NGF (en pompage) et 316.7 m NGF (fin de la période de remontée), démontrant une alimentation de la nappe par la rivière en cohérence avec la carte piézométrique du LRPC de 2004 (**Figure II. 14**).

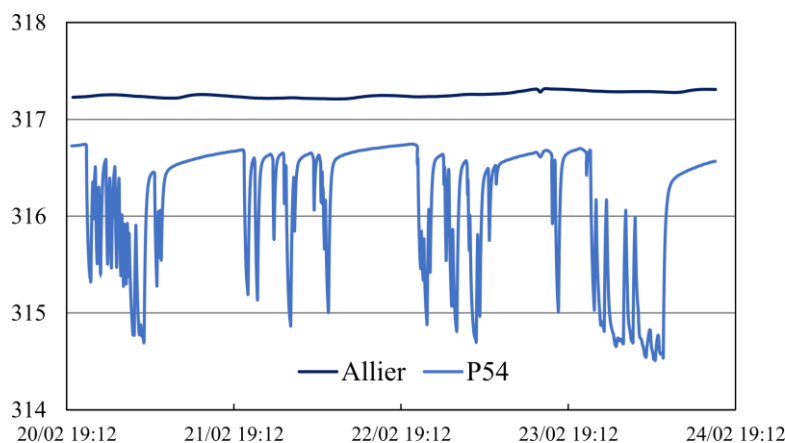


Figure II. 22. Variations du niveau de l’Allier au niveau du P54 (m NGF) et variations piézométriques (m NGF) de la nappe alluviale au P54 lors de la campagne de terrain du 20/02 au 24/02/2023.

4.2.4 Précisions sur la limite est

C’est la limite pour laquelle nous avons le moins d’informations. Néanmoins, différentes investigations ont été menées sur le terrain au cours de cette étude (prospections géologiques, géophysiques, physico-chimiques), qui nous permettent de mieux la contraindre. Les campagnes de prospections géologiques menées autour du champ captant ont révélées la présence d’anciennes terrasses alluviales, en accord avec la carte géologique au 1/50 000^{ème} du BRGM (**Figure II. 7**).

En l’absence d’ouvrages recoupant ces formations dans la BSS, 4 profils ERT ont été réalisés sur les terrasses moyennes à l’est du champ captant : p1 à p4 (**Figure II. 23**).

Ainsi, l’ensemble des profils montrent une couche plus résistive en surface et qui est discontinue sur les p2, p3 et p4. Cette dernière varie d’une épaisseur de 5 m à 10 m et est caractérisée par une gamme de résistivité allant de 200 ohm/m à 700 ohm/m environ. Selon (Loke, 2004), la résistivité des alluvions (de tout type) peut varier de 10 à 1000 ohm/m selon leur degré d’argiles et de sables. La couche en surface que nous observons, peut en effet correspondre aux terrasses alluviales moyennes de l’Allier (Fx, Fw) qui n’ont pas été totalement érodées. Ces plus faibles résistivités montrent que ces alluvions sont plus consolidées ou plus argileuses que les alluvions Fy-z de la terrasse récente. Sachant que les plus fortes résistivités sont régulièrement associées à des conductivités hydrauliques importantes (Vogelgesang et al., 2020 ; Ikard et al., 2023) ; l’implication de ces alluvions moyennes dans les flux des côteaux est probablement faible, en comparaison des résistivités des alluvions Fy-z (**Figure II. 13**).

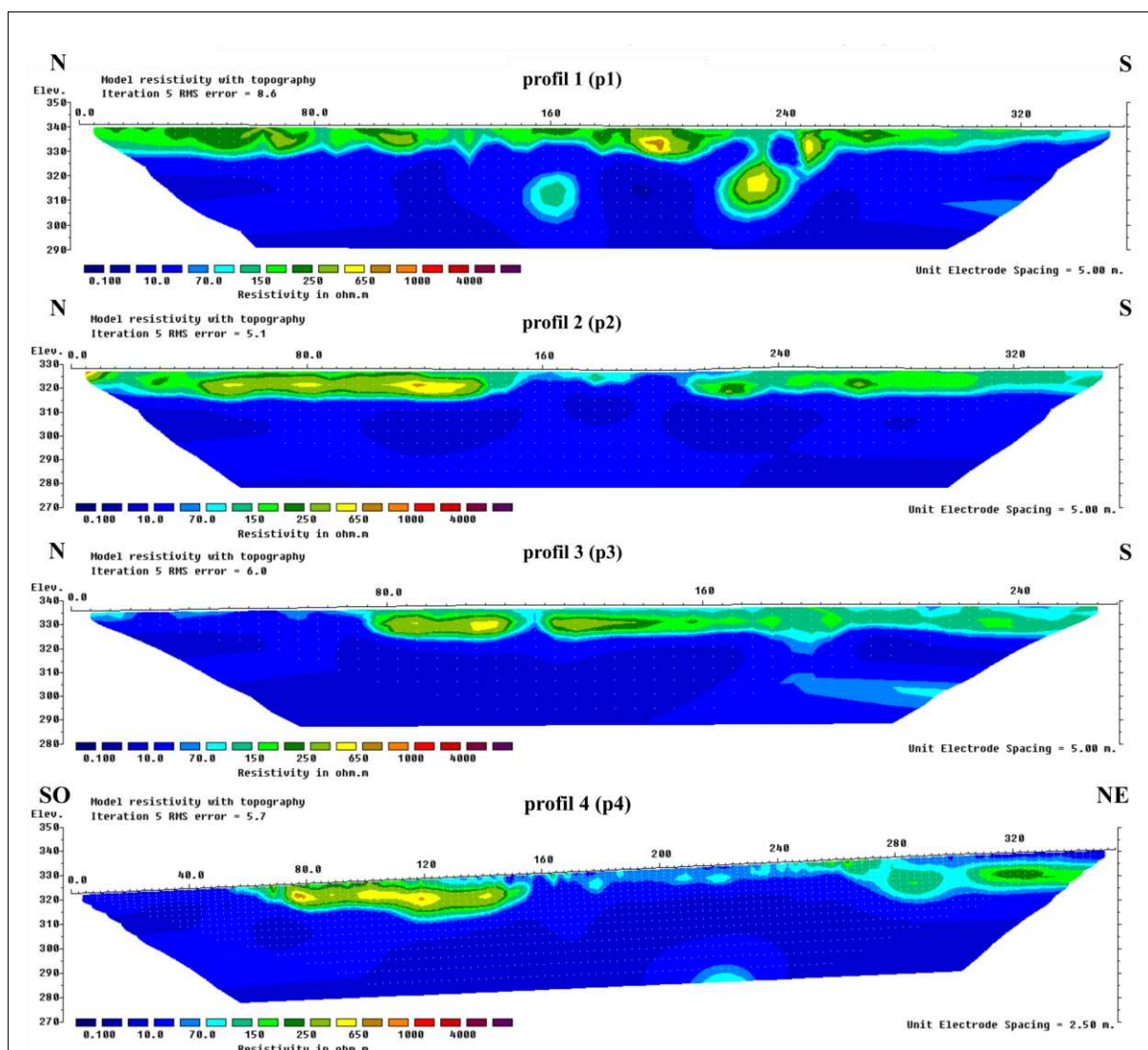


Figure II. 23. Profils (ERT) réalisés en 2022 sur les terrasses moyennes de l’Allier (rive droite). Ils sont numérotés de p1 à p4. Leur localisation est montrée sur la **Figure II. 12**.

Les alluvions des terrasses moyennes reposent sur une couche sous-jacente de faible résistivité (inférieure à 100 ohm/m) et plus homogène. Ce substrat correspond aux marno-calcaires oligocènes qui constituent la falaise de Malmouche (**Figure II. 8a**), ainsi que le substratum de la nappe alluviale Fy-z sur la terrasse récente.

Par ailleurs, des investigations hydrochimiques ont été menées sur les sources émergentes au niveau des coteaux. Ainsi, Mohammed, (2014) montre que les sources de Jallat et Cognet sont caractérisées par des paramètres physico-chimiques stables au cours du cycle hydrologique. Ce qui indique la présence d’un réservoir inertiel. Ces deux sources émergent à l’interface colluvions/marno-calcaires oligocènes à une altitude de 360 m NGF pour Cognet et 472 m NGF pour Jallat (**Figure II. 24**).

Le contexte géologique montre donc que les flux participants à la limite est des côteaux peuvent circuler dans : 1) les marno-calcaires oligocènes ou 2) les pépérites, ces dernières sont peu investiguées du point de vue hydrogéologique. Une partie des précipitations peut par ailleurs s'infiltrer à travers les colluvions et contribuer à cette limite.

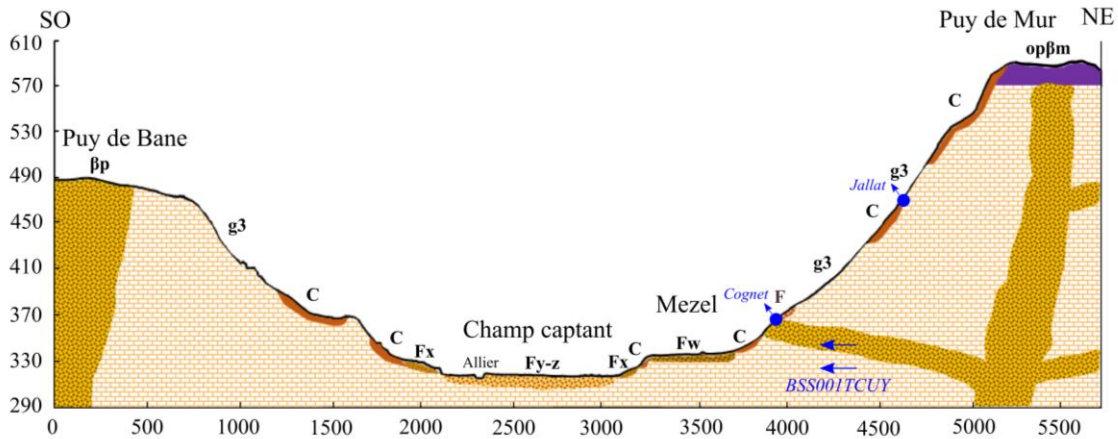


Figure II. 24. Coupe géologique schématique orientée SO-NE entre le Puy de Bane et le Puy de Mur (le profil de coupe est montré sur la Figure II. 7).

S'il y a peu de travaux sur les pépérites, l'étude de Tweed et al., (2018) confirme que les marno-calcaires oligocènes peuvent constituer un aquifère important dans la Limagne bourbonnaise. Les forages de la BSS situés à proximité du site d'étude mentionnent la présence de venues d'eau à différentes altitudes dans l'Oligocène (BSS001TCUY à Mezel : 326 et 347 m NGF, **Figure II. 24**), ou de niveaux piézométriques (BSS001TCWL à Chignat au NE du Puy de Mur : 325 m NGF ; BSS001TCWQ à Chauriat SE du Puy de Mur : 379 m NGF ; BSS001TDCL à Ravel NE du Puy de Mur : 333 m NGF). Les logs de ces forages indiquent la présence de strates sableuses dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs dizaines de mètres. Ces dernières pourraient constituer des voies préférentielles pour les écoulements souterrains.

4.2.5 Construction du modèle numérique du champ captant

Afin de résoudre numériquement l'équation des écoulements souterrains en 3D dans un milieu poreux (**Annexe 1, A.1.**), MODFLOW utilise le principe des différences finies. Le système décrit par cette équation est remplacé par un ensemble fini de points dans l'espace et le temps (Harbaugh, 2005). L'aquifère étudié est ainsi représenté par un maillage structuré rectangulaire dont la charge hydraulique est calculée au centre de chaque maille.

L'ensemble du maillage forme ainsi une grille constituée de 199 lignes et 104 colonnes (15 645 mailles actives au total), qui s'inscrit dans un système de coordonnées réelles.

Les coordonnées (x, y) du point d'origine du modèle (coin inférieur gauche) sont $x = 716817.1$ m et $y = 6515812.9$ m (Lambert 93). La résolution de chaque maille est de $10 \text{ m} \times 10 \text{ m}$ afin de pouvoir intégrer les altitudes du MNT ayant la même résolution.

Les alluvions récentes Fy-z seront modélisées sous la forme d'une seule couche dont la limite physique supérieure est le MNT de la topographie de surface du sol et la limite inférieure est constituée du MNT des marno-calcaires oligocènes (i.e. le substratum de la nappe alluviale).

Les conditions limites hydrogéologiques sont donc : la rivière, l'aquifère au sud du site, les apports des côtes est. Nous détaillerons pour chaque étape de calibration comment les limites sont imposées au modèle ainsi que les valeurs initiales et finales (calibrées/optimisées).

4.3 Calibration du modèle en régime permanent

Cette première phase de calage vise à déterminer la distribution spatiale des conductivités hydrauliques (K_x , K_y) permettant de reproduire la piézométrie de la nappe alluviale en régime d'écoulement naturel (**Figure II. 14**), i.e. en régime permanent. La piézométrie ciblée (*head targets*) est celle du 30/05/1995. Les paramètres à optimiser lors de cette première phase sont : les conductivités hydrauliques (K_x , K_y) et les conductances des limites concernées.

4.3.1 Conditions initiales : définition des limites

Les conditions limites sont attribuées de la manière suivante (**Figure II. 25**) :

- L'Allier à l'ouest : limite dont le flux est dépendant de la charge (limite mixte) définie grâce au package RIVER de MODFLOW
- Partie sud de l'aquifère : limite à charge imposée, définie par le package *Constant Head*
- Coteaux à l'est : limite dont le flux est dépendant de la charge (limite mixte) définie par le package GHB (*General Head Boundary*).

Les limites RIVER et GHB fonctionnent avec le terme de conductance (3.5.1) et ce paramètre peut être calibré. Mais la conductance de l'Allier et de la limite est n'est pas connue dans le modèle initial, ce terme doit donc être calibré pour ces deux limites.

La limite sud est imposée par la côte piézométrique du P54 situé à l'amont hydraulique du site. Ce dernier présente systématiquement des côtes piézométriques supérieures au reste de la nappe alluviale. Cette côte est de 316.8 m NGF le 30/05/1995.

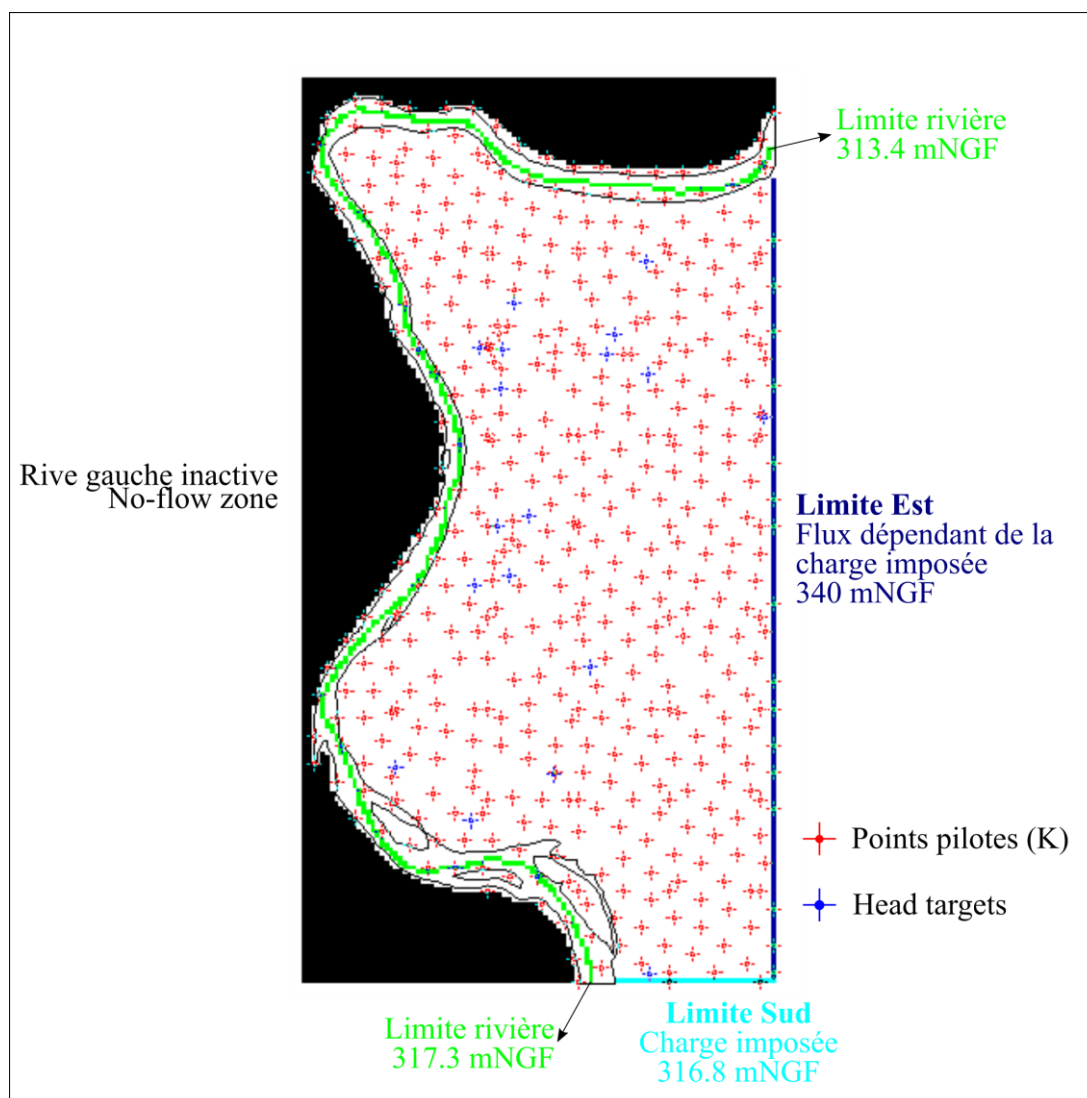


Figure II. 25. Conditions limites imposées au modèle pour l'étape de calibration en régime permanent. Les croix rouges sont les points pilotes utilisés pour la calibration des conductivités hydrauliques K et les croix bleues sont les head targets correspondant à la piézométrie ciblée du 30/05/1995.

L'Allier affiche une cote de 314.8 m NGF au niveau du point référencé sur le champ captant. Son niveau au sud et au nord du modèle est de 317.3 m NGF et 313.4 m NGF, respectivement. Ces valeurs sont extrapolées à partir des mesures effectuées du 21/07 au 13/08/2020 sur la ligne d'eau de l'Allier, par le bureau d'étude VEODIS-3D (Communication personnelle de S. Petit). La conductance initiale de l'Allier est considérée comme homogène sur toutes les mailles rivières, elle est définie à la valeur de 1×10^{-3} m²/s pour la première itération. Cette valeur est estimée à partir de la largeur de la rivière dans une maille, l'épaisseur et la conductivité hydraulique des sédiments de son lit. Cette dernière est extrapolée à partir des conductivités hydrauliques des alluvions Fy-z du site.

Les masses d'eau présentes dans les coteaux sont définies par une limite de type GHB, continue sur toute la bordure est du modèle. Cette dernière fonctionne comme la limite rivière : le flux échangé depuis les charges supérieures vers les charges inférieures (depuis les coteaux vers le champ captant) est contrôlé par le terme de conductance dont la valeur initiale est 1×10^{-6} m²/s pour la première itération. La côte piézométrique moyenne de 342 m NGF est définie à partir des informations issues des forages BSS recoupant les marno-calcaires oligocènes (Cf. 4.2.4).

La recharge sous MODLFOW est définie comme un flux [L/T]. Le chapitre 1 nous a permis de définir une recharge correspondant à 15% des précipitations moyennes, soit 85.5 mm/an. La valeur de la recharge attribuée sur l'ensemble du modèle est donc de 2.7×10^{-9} m/s.

Enfin, la rive gauche de l'Allier est inactivée (*No-Flow boundary*) et apparaît en noir sur la **Figure II. 25**.

Chaque paramètre de calibration est caractérisé par une valeur initiale, une borne minimale et une borne maximale (**Tableau II. 4**) dont les valeurs sont déterminées en s'appuyant sur la littérature pour des milieux alluviaux similaires (Rejani et al., 2008; Mustafa et al., 2019; Gaiolini et al., 2022).

Tableau II. 4. Paramètres de calibration en régime permanent, leur valeur initiale, borne minimale et maximale. C : conductance (m²/s), K : conductivité hydraulique (m/s)

Paramètre	Valeur initiale	Borne min	Borne max
C Limite Rivière	1×10^{-3}	1×10^{-9}	1
C Limite GHB	1×10^{-6}		1
K	1×10^{-3}		1×10^{-1}

Les gammes de variation attribuées à chaque paramètre sont larges afin de laisser au modèle suffisamment de possibilités dans le processus itératif de calibration automatique.

4.3.2 Répartition spatiale des propriétés hydrodynamiques

Les conditions initiales imposées au modèle permettent de reproduire correctement la piézométrie du 30/05/1995 en régime d'écoulement naturel (**Figure II. 26**). La corrélation entre les côtes piézométriques observées et simulées par le modèle donne un coefficient de détermination R² de 0.999 et une RMSE de 0.04 m (Cf. 3.5.) ; la différence entre les charges simulées et observées par le modèle est donc faible et acceptable (**Figure II. 27**).

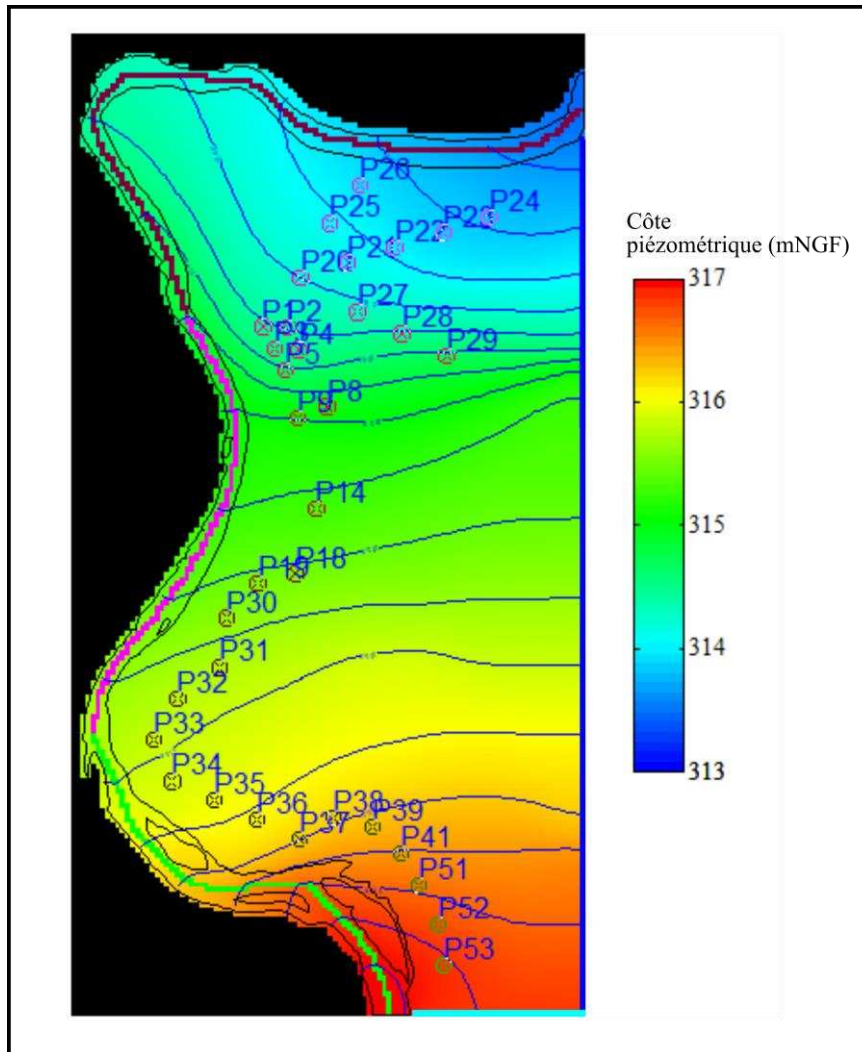


Figure II. 26. Carte piézométrique de la nappe alluviale en régime permanent issue de GWV8. L'intervalle entre les isopièzes est de 0.2 m.

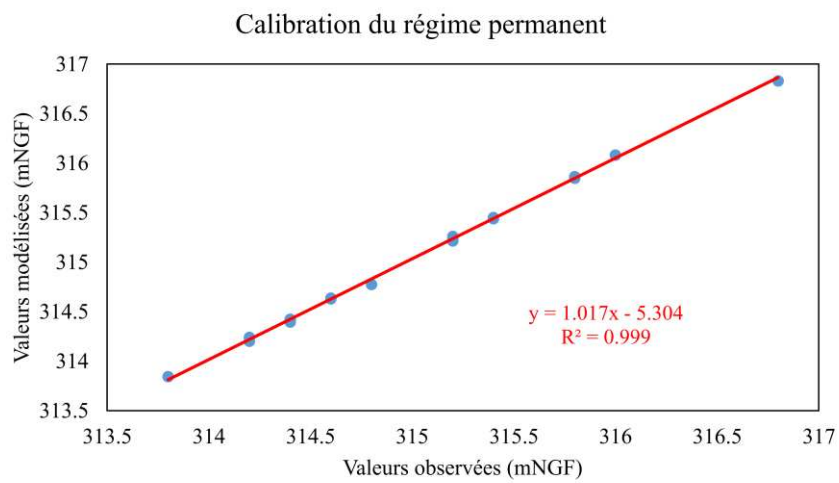


Figure II. 27. Corrélation entre les côtes piézométriques observées et simulées (m NGF).

A l'issue de la calibration en régime permanent, la distribution spatiale des conductivités hydrauliques (K_x , K_y) est obtenue (**Figure II. 28**). La conductivité hydraulique moyenne sur l'ensemble de la grille du modèle est de 6.1×10^{-3} m/s, avec un minimum de 2.8×10^{-4} m/s et un maximum de 4.1×10^{-2} m/s. Cette gamme est cohérente pour un milieu alluvionnaire (Domenico and Schwartz, 1998).

Cette distribution est également cohérente avec les profils ERT et notamment p2-2020 et p1-2021 (**Figure II. 13**), qui présentent des zones de plus fortes résistivités au niveau des surcreusements du substratum. Ces zones sont marquées sur le modèle par des conductivités hydrauliques plus élevées avec des valeurs allant de 9×10^{-3} à 3×10^{-2} m/s, qui peuvent correspondre aux caractéristiques hydrodynamiques des paléochenaux de l'Allier. Les puits P21 à P23 qui sont localisés dans cette zone de plus forte conductivité et à proximité de ces surcreusements, contribuent à la plus forte productivité de la sous-station de pompage B1b.

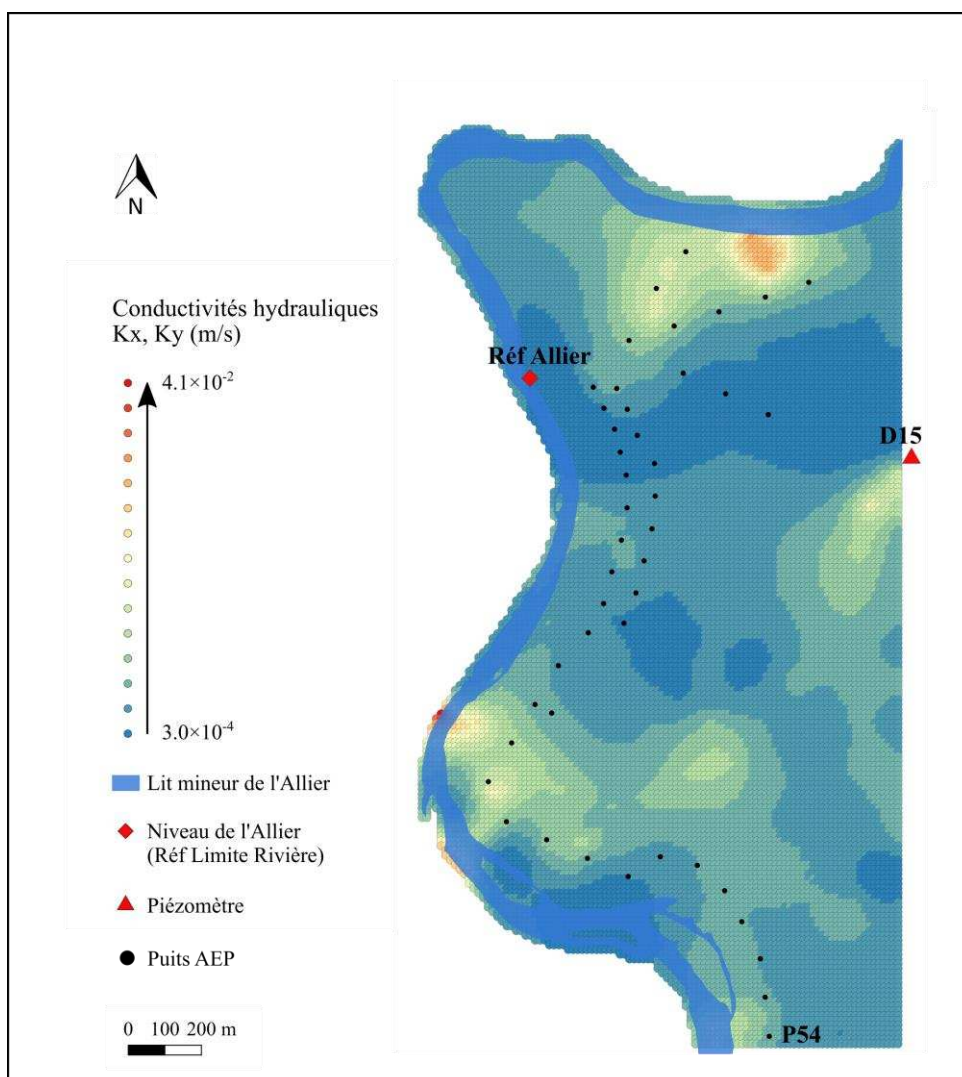


Figure II. 28. Distribution spatiale des conductivités hydrauliques (K_x , K_y) en m/s sur la zone modélisée du champ captant ; à l'issue de la calibration en régime permanent.

La conductance calibrée de la rivière varie de $5.86 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ à $4.61 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$. Cette valeur dépend fortement de la résolution du maillage selon Mehl and Hill, (2010). Ces auteurs expliquent qu'un affinage du maillage pourrait améliorer la représentation des interactions nappe/rivière. Néanmoins, cette précision ne pourrait se faire que si la conductivité hydraulique et l'épaisseur des sédiments du lit de l'Allier sont connus avant d'élaborer le modèle. En l'absence de ces informations, les conductances obtenues après calibration par le modèle ont été comparées aux données de la littérature pour d'autres hydrosystèmes alluviaux (Rejani et al., 2008; Mustafa et al., 2019; Guevara Ochoa et al., 2020; Gaiolini et al., 2022). Les valeurs de conductance que nous trouvons sont cohérentes avec ces différentes études.

Enfin, le modèle en régime permanent semble fonctionner avec une conductance optimisée de $1.50 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ pour la limite GHB à l'est du modèle.

4.4 Calibration en régime transitoire

Notre objectif étant de comprendre comment réagissent les niveaux piézométriques en période d'étiage, une période de basses-eaux a donc été sélectionnée pour le calage du modèle en régime transitoire. La période du 20/02 au 24/02/2023 a été utilisée (Cf. 4.2.2) car 11 puits ont été équipés de sondes sur la zone de pompage principale durant cette période, nous permettant d'avoir 11 points de calage. Aucun événement pluvieux n'a été enregistré.

4.5 Calibration en régime transitoire

4.5.1 Conditions initiales : définition des stress periods

En régime transitoire, les charges hydrauliques peuvent varier au cours du temps, du fait de la rythmique des pompages notamment. Cette seconde phase de calage permet donc de déterminer le coefficient d'emmagasinement en nappe libre : S_y . La calibration de S_y est réalisée avec PEST et un jeu de points pilotes. Une borne minimale de 1×10^{-2} et maximale de 0.5 leur sont attribués (Freeze and Cherry, 1979), avec 0.1 comme valeur initiale.

L'évolution des côtes piézométriques/des rabattements à reproduire par le modèle en régime transitoire (*transient ou drawdown targets*) sont les données acquises lors de la campagne de terrain du 20/02 au 24/02/2023. Pour ce faire, les données piézométriques des puits P37, P33, P18, P8, P3, P20, P29, P24, P26 et du piézomètre D15 (= *targets*) sont importées dans le modèle avec un pas de temps de 15 min (900 s dans le modèle).

Chaque série temporelle comporte des périodes de rabattements (pompages actifs) et des périodes de remontée (pompages inactifs). Une *stress period* correspond soit à une phase de pompage soit à une phase de remontée. Pour chaque série temporelle, 16 *stress periods* sont ainsi définies. La numéro 1 correspond à la simulation en régime permanent.

Les pompages concernent 33 puits AEP actifs (dont 11 pour lesquels les rabattements sont connus sur la période 20/02-24/02/2023). Chaque ligne de puits B1a, B1b et B2 comporte une sous-station de pompage caractérisée par le débit suivant : 160 l/s pour B1b, 130 l/s pour B1a, 140 l/s pour B2. Le débit total d'une sous-station est divisé et réparti sur chaque puits qui y est relié. Ainsi, le débit imposé aux puits de B1a, B1b et B2 est de 0.013 m³/s, 0.016 m³/s et 0.019 m³/s, respectivement. Les puits de B4 sont équipés d'une pompe individuelle avec un débit de 0.015 m³/s.

Concernant les conditions limites, le niveau de l'Allier est stable pendant toute la période d'acquisition (20/02-24/02/2023) et présente une cote de 314.82 m NGF au point de référence du champ captant. Cette limite est donc laissée telle quelle. La valeur utilisée pour la limite GHB à l'est est celle qui a été optimisée au cours du régime permanent (Cf. 4.3.2). Nous n'avons en effet aucune information sur ses variations spatiales et temporelles. Néanmoins, en l'absence de pluie, il est fort probable que les apports par cette limite soient stables au cours du temps. Enfin, nous attribuons à la limite sud du modèle (*Contant Head*) les côtes piézométriques moyennes de P54 observées sur chaque *stress period* définie pour le déroulement de ce régime transitoire.

4.5.2 Distribution spatiale du coefficient d'emmagasinement

Les conditions imposées au modèle permettent de reproduire la piézométrie transitoire de la nappe alluviale (**Figure II. 29**). Le coefficient de détermination R^2 est de 0.975 et la RMSE est de 0.16 m, sur l'ensemble du modèle.

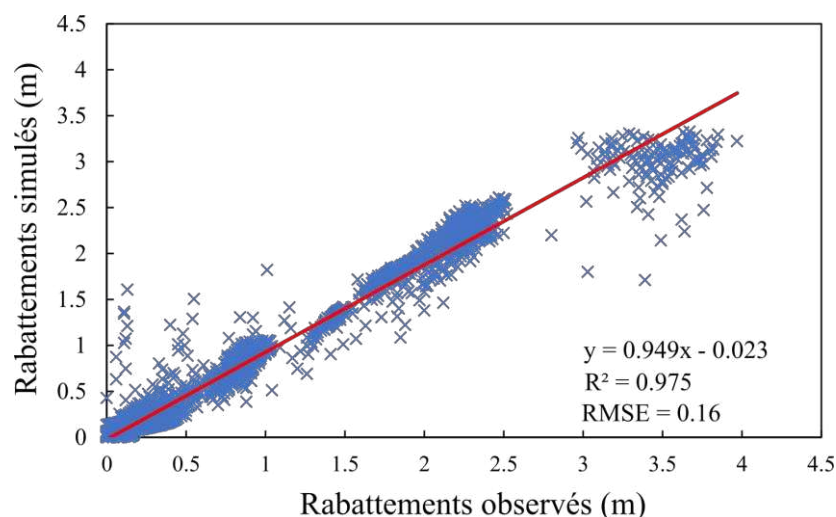


Figure II. 29. Corrélation entre les rabattements observés et simulés (m) par MODFLOW à la suite de la calibration en régime transitoire.

L'ensemble des séries temporelles de rabattements introduites dans le modèle sur la période de calibration sont correctement reproduites sur les puits concernés (**Figure II. 30**).

Les rabattements observés au P26 (B1b) et au P18 (B1a) sont correctement reproduits avec une RMSE de 0.11 m à 0.12 m, respectivement. Cela signifie qu'en moyenne, le défaut de calage sur ces points n'est que de 10 cm environ. Le modèle est en revanche moins bien ajusté au P37 sur les rabattements et la remontée de la nappe, avec une RMSE de 0.35 m.

Dès que cette version du modèle sera utilisée pour tester des scénarii, les résultats de ce puits seront donc moins fiables.

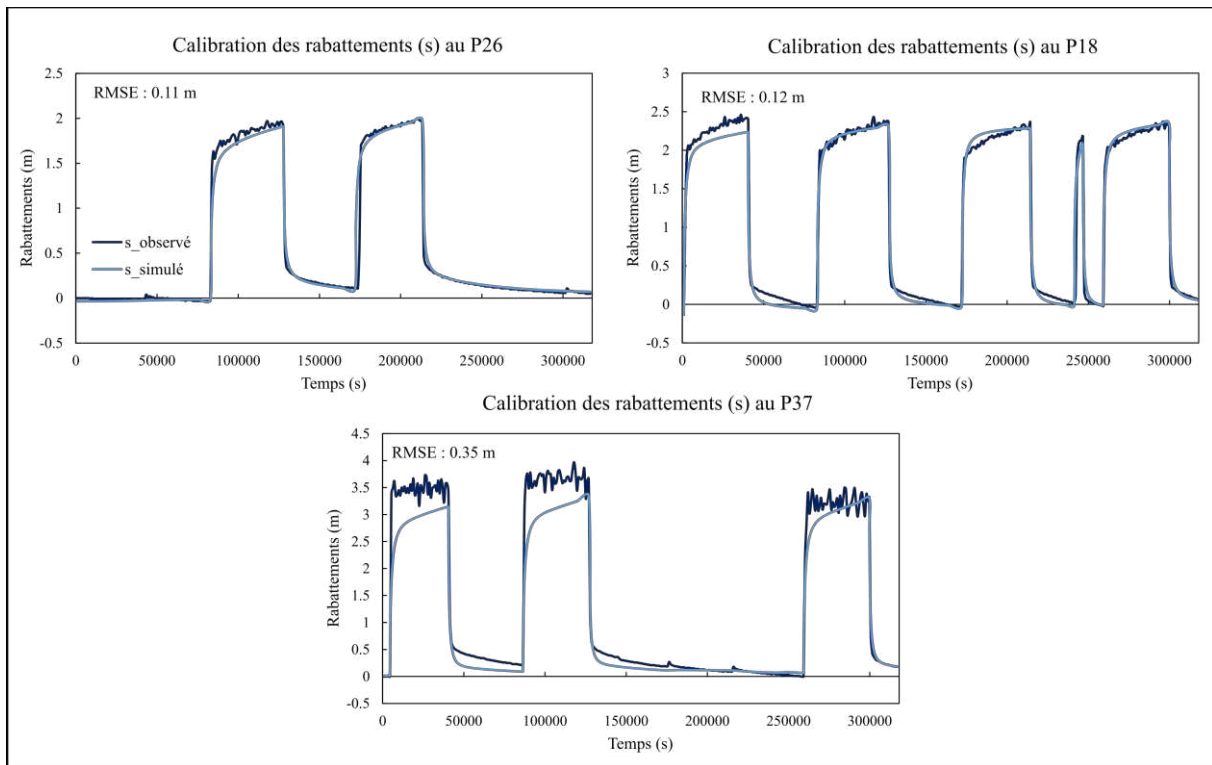


Figure II. 30. Evolution des rabattements observés et simulés s (m) par MODFLOW en régime transitoire sur la période du 20/02 au 24/02/23, pour P26, P18 et P37.

La calibration du modèle en régime transitoire nécessite l'optimisation du coefficient d'emménagement S_y qui présente une valeur moyenne de 0.11, avec un minimum de 0.01 et un maximum de 0.36 (**Figure II. 31**).

Cette gamme obtenue est large mais semble cohérente avec les valeurs de la littérature (Morris and Johnson, 1967) et avec d'autres études de modélisation en nappe alluviale dont les valeurs de S_y varient dans leur ensemble de 0.05 à 0.30 (Stanton and Clark, 2003 ; Zume and Tarhule, 2011 ; Meredith and Blais, 2019 ; Guevara Ochoa et al., 2020 ; Mohammadi Arasteh and Shoaie, 2023 ; Shakeri et al., 2023).

Si les valeurs sont cohérentes avec le milieu alluvial, leur distribution spatiale reste discutable (**Figure II. 31**). En effet, les cercles concentriques de S_y autour de certains puits (P27-P29, P34) ressemblent à des artéfacts de modélisation. Afin d'ajuster les rabattements simulés avec les rabattements observés dans ces puits, PEST crée ces hétérogénéités dont il est peu probable qu'elles aient une réalité physique sur le terrain.

Cela peut être lié à l'incertitude autour des débits réellement extraits depuis chaque puits. En effet, les débits ont été répartis de manière homogène sur les puits reliés à la même sous-station.

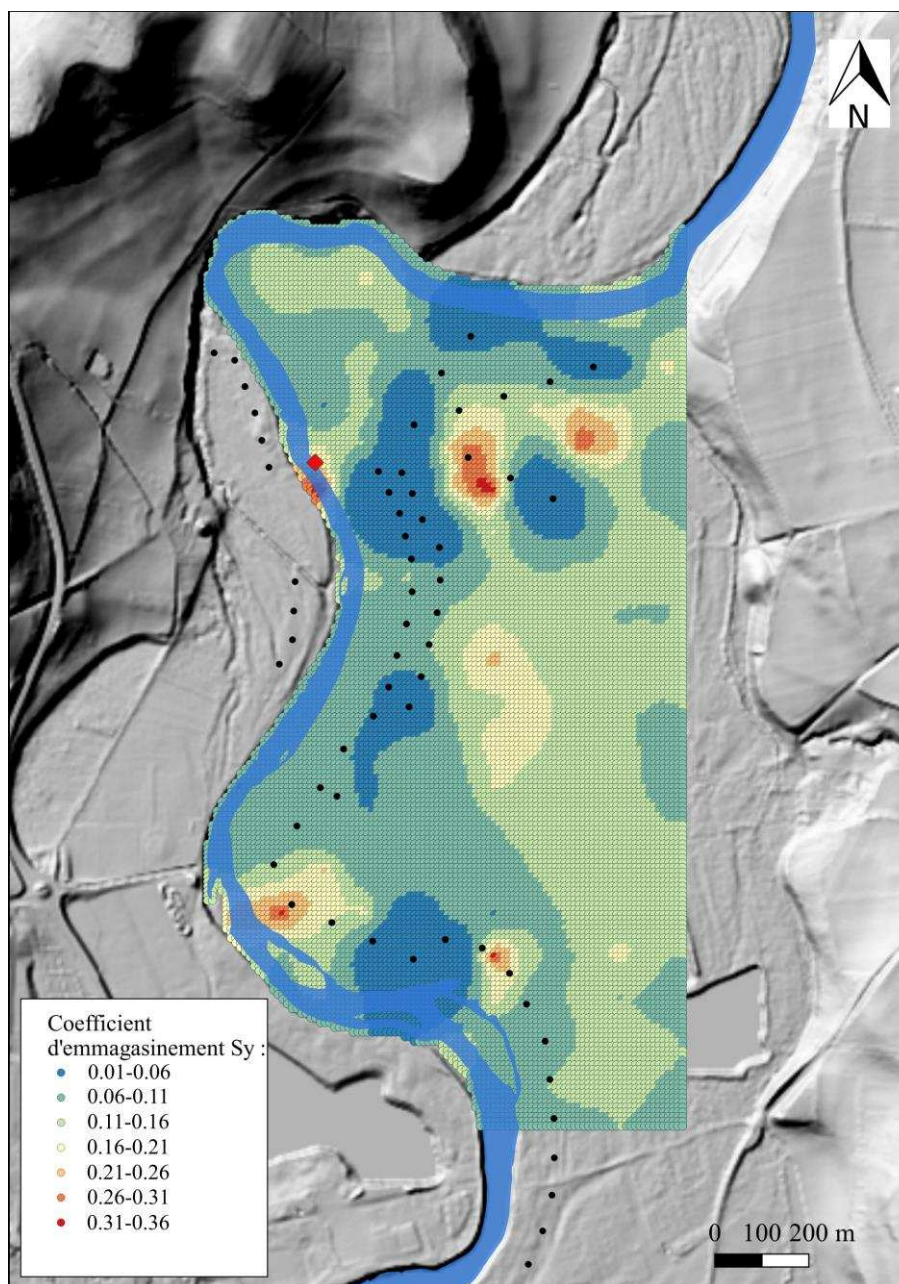


Figure II. 31. Distribution spatiale du coefficient d'emmagasinement S_y après la calibration du modèle en régime transitoire avec MODFLOW.

Cependant, il est possible que sur une même ligne de pompage, certains puits soient plus productifs que d'autres (c'est ce que nous observons sur la ligne B2), du fait des variations spatiales des propriétés hydrodynamiques de la nappe alluviale.

4.6 Scenarii de gestion de la ressource

Une fois le modèle calibré, l'objectif est de comprendre comment la nappe alluviale au champ captant répond à un débit minimal dans l'Allier ou à un enfoncement de son lit (Cf. Chapitre 2, 1.1), qui sont les principales inquiétudes mentionnées par les gestionnaires.

Dans un premier temps, nous avons besoin d'établir une corrélation entre le débit de l'Allier à Vic-le-Comte (*hydro.eaufrance.fr*) et le niveau de l'Allier au point référencé du champ captant (**Figure II. 16**). Vic-le-Comte est la station hydrométrique la plus proche du site (à 13 km), à laquelle un débit objectif d'étiage (DOE) a été attribué par le SAGE Allier Aval.

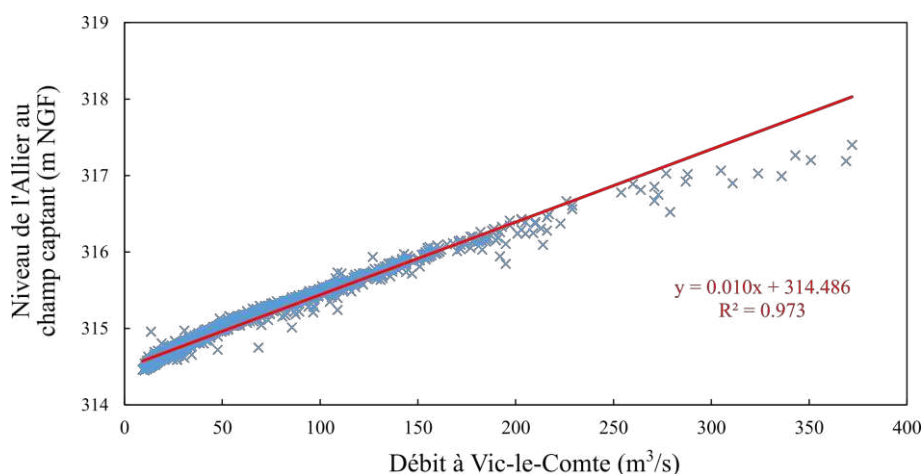


Figure II. 32. Corrélation entre le niveau de l'Allier au point référencé du champ captant (m NGF) et le débit de l'Allier à Vic-le-Comte (m³/s), d'après les données journalières sur 2011-2020.

Ces deux variables sont linéairement corrélées ($R^2 = 0.973$), notamment pour les débits médians entre 50 m³/s et 150 m³/s (**Figure II. 32**). Au-delà de 150 m³/s, la corrélation est plus faible car ces valeurs correspondent à des débordements de l'Allier sur sa plaine d'inondation et les débits ne sont plus corrélés aux hauteurs d'eau.

Les valeurs de faibles débits ($Q < 30$ m³/s) sont relativement peu nombreuses. Or, ce sont les valeurs les plus intéressantes pour nos simulations. Afin d'établir une corrélation valable pour les faibles débits, nous avons utilisé les données de la période d'étiage de 2005 qui présentent les plus faibles débits de l'Allier connus et mesurés à Vic-le-Comte (**Figure II. 33a**). Ces débits correspondent également aux plus faibles niveaux connus de l'Allier au champ captant. L'année 2005 correspond à la vidange de Naussac pour travaux (**Figure I. 8**), d'où cette période d'étiage plus intense.

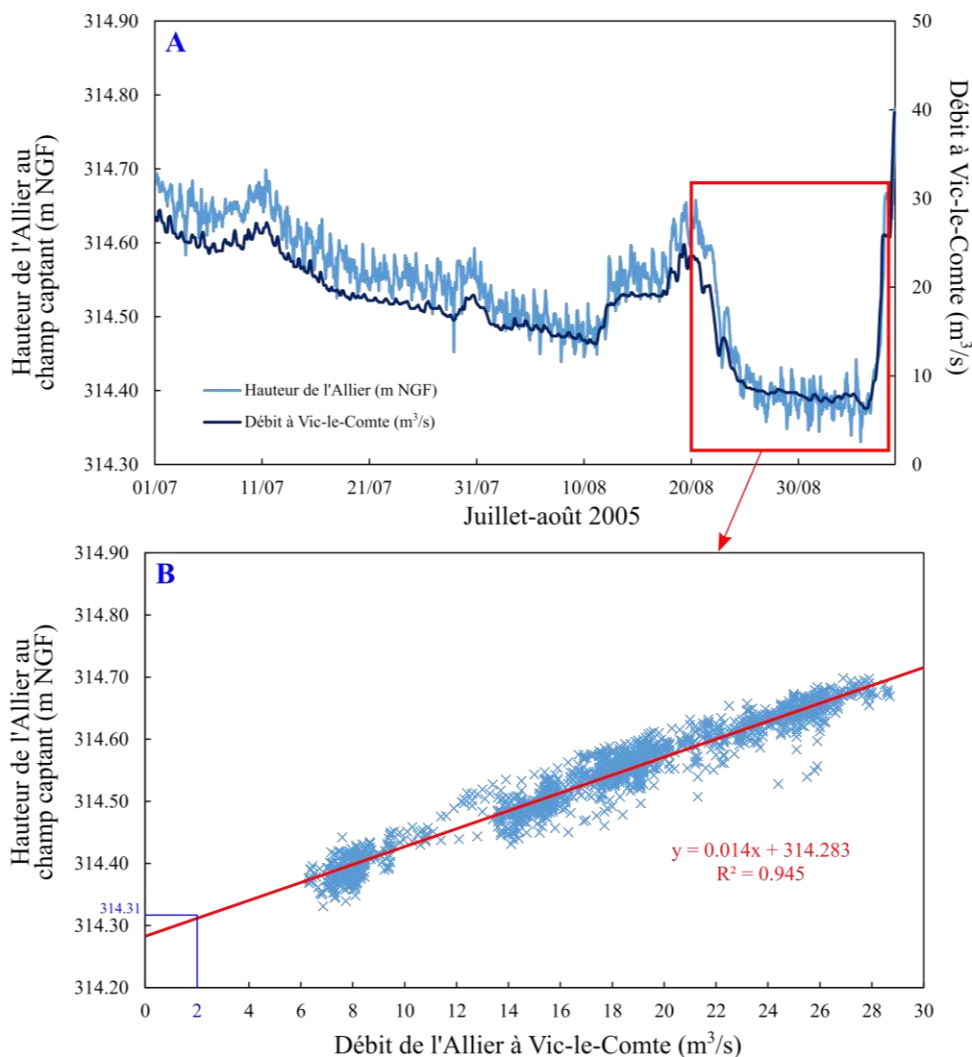


Figure II. 33. a) variations du débit à Vic-le-Comte (m^3/s) et du niveau de l'Allier au point référencé du champ captant (m NGF) entre juillet et août 2005, b) corrélation entre les débits et niveaux de l'Allier montrés en a) dans l'encadré rouge. La droite de régression linéaire est extrapolée.

La nouvelle corrélation entre le niveau de l'Allier au champ captant (m NGF) et du débit (m^3/s) à Vic-le-Comte est donc donnée par la **Figure II. 33b**. Le débit minimum observé est de $6.3 m^3/s$ à Vic-le-Comte, soit une hauteur de l'Allier de 314.31 m NGF.

Cette droite de régression linéaire est donc extrapolée afin d'estimer pour quelle hauteur NGF de l'Allier correspondrait un débit de $2 m^3/s$. Notons que pour une diminution de débit de $6.3 m^3/s$ à $2 m^3/s$, la variation de hauteur de l'Allier est minime (environ 10 cm). Il est donc important d'avoir conscience que la marge d'incertitude sur cette extrapolation n'est pas négligeable. Sur les scénarii que nous allons tester, la limite rivière sera imposée à 314.31 m NGF, ce qui correspond à une gamme de débits variant de $6 m^3/s$ à $2 m^3/s$.

4.6.1 1^{ère} scénario : $Q_{ALLIER} = 2 \text{ m}^3/\text{s}$ pendant 2 mois

Ce scénario implique donc un débit d'étiage de 6 à 2 m³/s à Vic-le-Comte. Sur notre zone d'étude la limite rivière Allier est fixée pendant 2 mois à une altitude de 314.31 m NGF au point de référence, à 316.8 m NGF au sud du modèle (près de P54) et à 312.10 m NGF, au NE du modèle. Notons qu'entre les conditions moyennes (Q_{ALLIER} à Vic-le-Comte = 30 m³/s) et ces conditions d'étiage extrêmes (Q_{ALLIER} à Vic-le-Comte = 2 m³/s), la hauteur de l'Allier diminue d'environ 50 cm sur l'échelle limnimétrique.

Deux simulations ont ainsi été effectuées dans ces conditions hydrologiques. Une première simulation est faite avec un rythme d'exploitation identique à l'actuel, c'est-à-dire un cycle pompage/remontée de 12h-12h (12h de pompage suivi de 12h de remontée de la nappe), avec une rotation hebdomadaire telle que présentée en 2.4. Une deuxième simulation est faite à la demande des gestionnaires qui anticipent une demande plus forte en eau potable lors des épisodes de sécheresse extrême. Pour cette deuxième simulation, le cycle de pompage/remontée sera de 20h-4h (20h de pompage suivi de 4h de remontée) ; la rotation hebdomadaire des sous-stations est la même que celle précisée en 2.4.

Les cartes piézométriques obtenues pour les 2 simulations (**Figure II. 36**), montrent une contribution plus importante de la rivière, pour la sous-station B1a et notamment B1b, avec des écoulements qui convergent d'une manière plus importante vers les puits de cette sous-station sur la situation de l'Allier à 2 m³/s qu'à 30 m³/s.

Afin de donner plus de précisions en différents points du modèle, trois puits sont sélectionnés à titre d'exemple : P23, P18 et P33 (appartenant à trois sous-stations différentes). Le **Tableau II. 5** présente les côtes piézométriques (rabattements de la nappe) obtenues pour chacun de ces puits au bout de 2 mois de simulation, en comparaison de la période de référence (i.e. 20/02-24/02/23, $Q_{Allier} = 30 \text{ m}^3/\text{s}$, $H_{allier} = 314.82 \text{ m NGF}$).

La **Figure II. 34** montre le profil de la nappe alluviale (m NGF) d'ouest en est passant par les puits P23, P18 et P33, obtenu après une simulation de 2 mois : sur la période de référence, en étiage extrême pour une durée d'exploitation des puits de 12h, puis de 20h.

Tableau II. 5. Côte piézométrique des puits P23, P18, P33 (m NGF) en conditions hydrologiques normales ($Q_{\text{ALLIER Vic-le-Comte}} = 30 \text{ m}^3/\text{s}$), en étiage extrême et rythme de pompage de 12 h ($Q_{\text{ALLIER Vic-le-Comte}} = 2 \text{ m}^3/\text{s}$), en étiage extrême et rythme de pompage de 20 h ($Q_{\text{ALLIER Vic-le-Comte}} = 2 \text{ m}^3/\text{s}$).

Puits	Côte piézométrique avec l'Allier à 30 m ³ /s (Pompage = 12h)	Côte piézométrique avec l'Allier à 2 m ³ /s (Pompage = 12h)	Côte piézométrique avec l'Allier à 2 m ³ /s (Pompage = 20h)
P23	313.49	312.27 (-1.22 m)	312.11 (- 1.38 m)
P18	312.77	311.85 (-0.92 m)	311.56 (-1.21 m)
P33	314.28	313.69 (-0.59 m)	313.54 (-0.74 m)

Pour l'ensemble des scénarii considérés ici, les conséquences d'un étiage extrême de l'Allier à 2 m³/s se traduisent par une diminution globale du toit de la nappe et des rabattements selon les puits sélectionnés. On note une diminution du niveau dans les puits allant de 0.59 m à 1.22 m à exploitation constante de 12h et de 0.74 à 1.38 m, en considérant une augmentation du temps de pompage à 20h.

Les valeurs présentées dans le **Tableau II. 5** et les différents profils hydrogéologiques (**Figure II. 34**) montrent que les niveaux de nappe réagissent davantage à une diminution du niveau de l'Allier qu'à une augmentation des temps de pompage.

Nous constatons que la maille dans laquelle le P29 est positionné est asséchée. Néanmoins, il est peu probable que ce soit dû aux conditions hydrologiques extrêmes imposées, car les mailles aux alentours devraient dans ce cas, être également asséchées. Cela est plus probablement une conséquence directe de la distribution de l'emmagasinement S_y (**Figure II. 31**). PEST ne réussit pas à correctement ajuster les paramètres K et S_y avec le débit imposé à ce puits (0.016 m³/s).

Des investigations supplémentaires seraient nécessaires afin de mieux contraindre le débit réellement extrait de chaque puits afin que nous puissions déterminer une distribution spatiale des paramètres hydrodynamiques permettant d'éviter un assèchement des mailles.

Mis à part le cas du P29, l'ensemble des données montrent que malgré un abaissement du niveau piézométrique, la productivité du champ captant est assurée dans les conditions de ces scénarii.

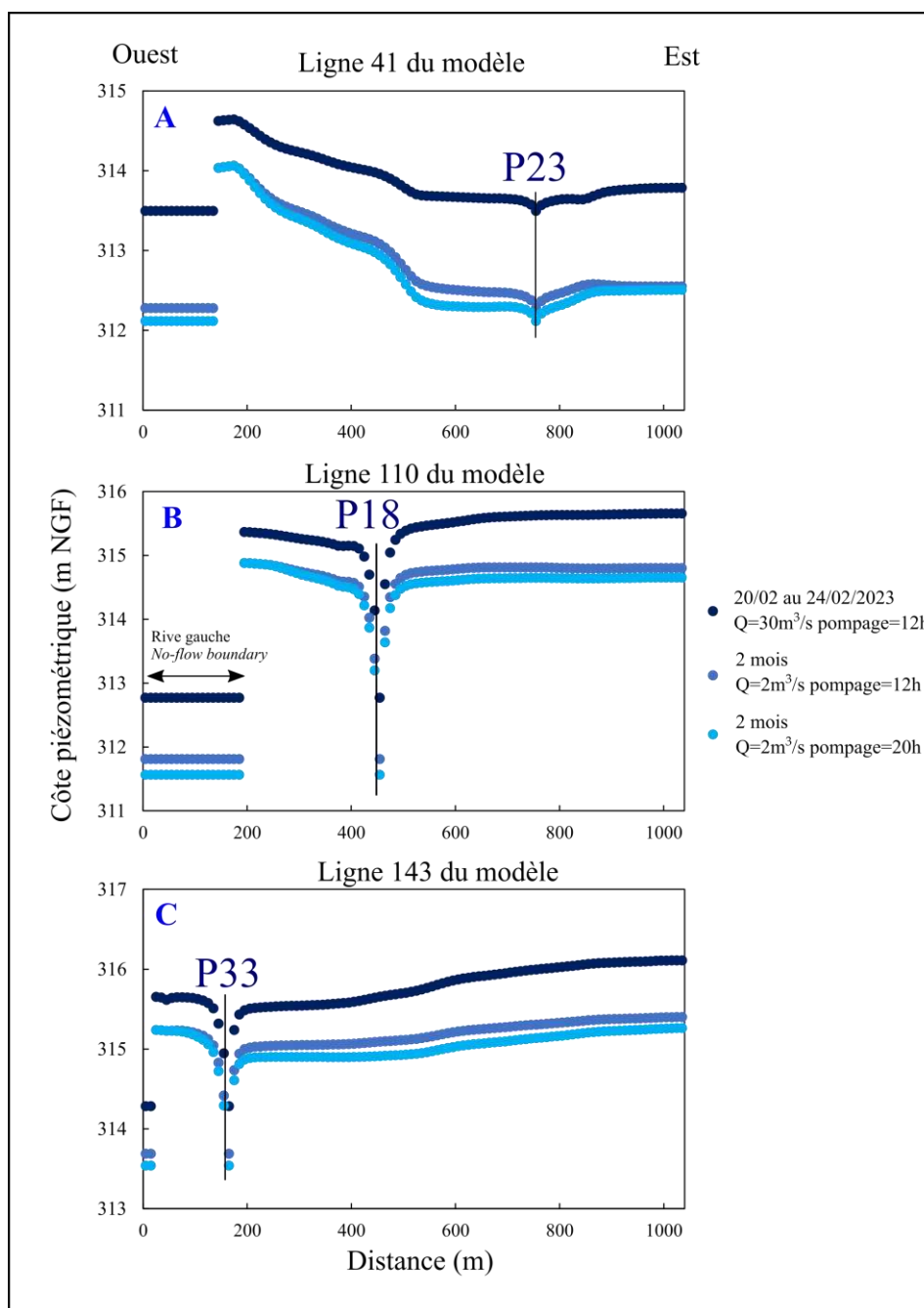


Figure II. 34. Profil d'évolution d'ouest en est de la côte piézométrique de la nappe alluviale (m NGF) pour les puits a) P23, b) P18, c) P33 selon différents scénarii d'une durée de 2 mois : en conditions hydrologiques classiques ($Q_{\text{ALLIER Vic-le-Comte}} = 30\text{ m}^3/\text{s}$), en étiage extrême et rythme de pompage classique ($Q_{\text{ALLIER Vic-le-Comte}} = 2\text{ m}^3/\text{s}$ et 12h de pompage), en étiage extrême et rythme de pompage accru ($Q_{\text{ALLIER Vic-le-Comte}} = 2\text{ m}^3/\text{s}$ et 20h de pompage).

4.6.2 2nd scénario : incision de 1m de l'Allier avec un étiage sévère

La conception de ce scénario est fondée sur l'étude de VEODIS-3D (Petit, 2022) dont les mesures ont été réalisées en 2020 (Petit, 2022). Ce rapport détermine une incision de 1 m du lit de l'Allier au niveau du champ captant pour la période 1933-2020. Les conditions hydrologiques simulées sont celles d'un étiage sévère (6 à 2 m³/s à Vic-le-Comte). Les simulations se font avec un rythme de pompage classique (cycle 12h pompage/12h remontée) et prolongé (cycle 20h pompage/4h remontée). Lors de cette simulation, la côte de l'Allier au point de référence du champ captant est donc abaissée de 1 m et est de 313.31 m NGF au point de référence, de 315.81 m NGF au sud (au niveau de P54) et de 311.91 m NGF, au NE. L'altitude du lit de la rivière est également abaissée de 1 m.

La **Figure II. 36** présente les cartes piézométriques obtenues après ces simulations et montrent un accroissement des écoulements depuis l'Allier vers la nappe alluviale, comme pour le précédent scénario.

Nous observons les conséquences de l'incision rivière dans son lit sur les profils de la nappe alluviale d'ouest en est, pour les mêmes puits pris en exemple : P23, P18 et P33 (**Figure II. 35**), le P29 ayant toujours le même problème de maille asséchée.

La conséquence principale est une diminution accrue du toit de la nappe sur tous les profils et des rabattements. Ces derniers sont compris entre -1.66 m et -2.57 m sur une durée de pompage de 12h et entre 1.82 m et 3.07 m pour une durée de pompage de 20h ; par rapport aux valeurs de février 2023 (**Tableau II. 6**).

Tableau II. 6. Côte piézométrique (m NGF) des puits P23, P18, P33 en conditions hydrologiques classiques (Q_{ALLIER} Vic-le-Comte = 30 m³/s), avec une incision de l'Allier de 1 m, un étiage extrême et un rythme de pompage de 12h (Q_{ALLIER} Vic-le-Comte = 2 m³/s), avec une incision de l'Allier de 1m, un étiage extrême et un rythme de pompage de 20h (Q_{ALLIER} Vic-le-Comte = 2 m³/s).

Puits	Côte piézométrique avec l'Allier à 30 m ³ /s (Pompage = 12h)	Côte piézométrique avec l'Allier à 2 m ³ /s (Pompage = 12h)	Côte piézométrique avec l'Allier à 2 m ³ /s (Pompage = 20h)
P23	313.49	311.83 (-1.66 m)	311.67 (-1.82 m)
P18	312.77	3102 (-2.57 m)	309.7 (-3.07 m)
P33	314.28	312.35 (-1.93 m)	312.12 (-2.16 m)

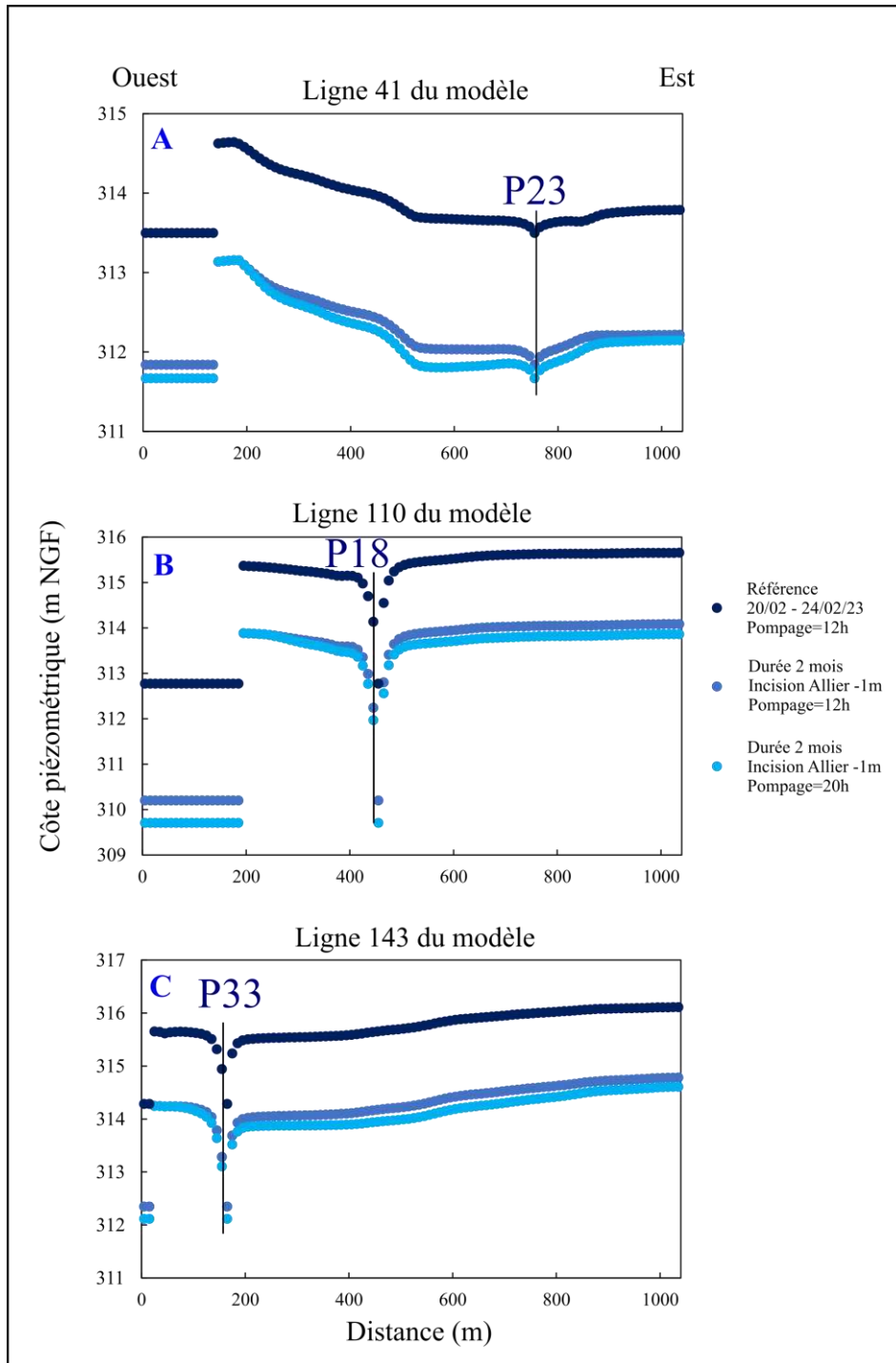


Figure II. 35. Profil d'évolution d'ouest en est de la côte piézométrique (m NGF) de la nappe alluviale pour les puits a) 23, b) P18, c) P33, selon différents scénarii d'une durée de 2 mois : l'incision de -1 m du lit de l'Allier en étiage extrême et rythme de pompage classique ($Q_{\text{ALLIER Vic-le-Comte}} = 2 \text{ m}^3/\text{s}$ et 12h de pompage), en étiage extrême et rythme de pompage accru ($Q_{\text{ALLIER Vic-le-Comte}} = 2 \text{ m}^3/\text{s}$ et 20h de pompage).

L'association d'un étiage sévère à une incision importante de l'Allier dans son lit pourrait donc avoir des conséquences sur la productivité du site, du fait des niveaux piézométriques diminuant sur parfois plusieurs mètres, tout comme les rabattements.

Le risque encouru est de provoquer un dénoyage des tuyaux de prise d'eau dans les différents puits (**Figure II. 10**).

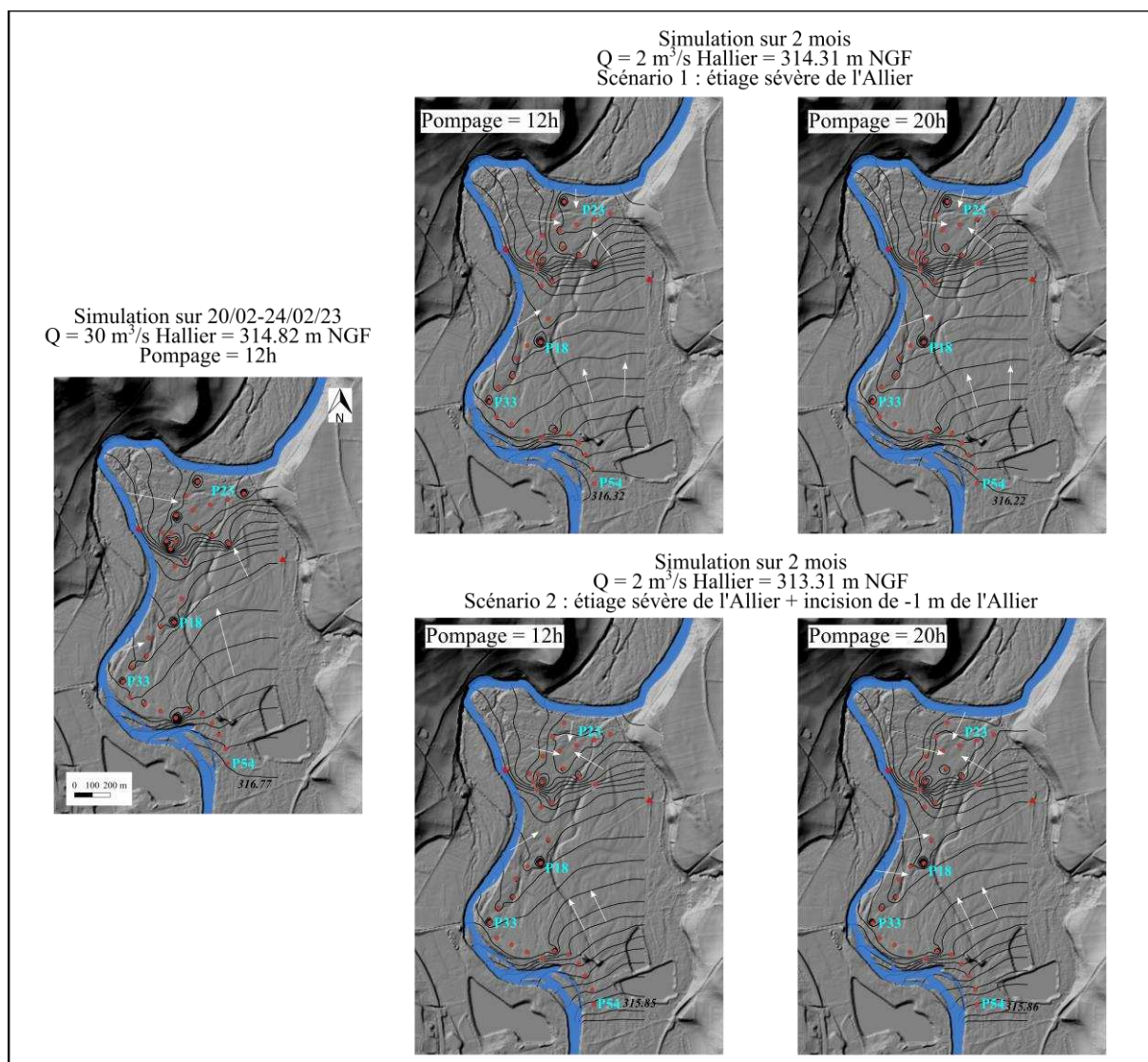


Figure II. 36. Carte piézométrique en conditions dynamiques de la nappe alluviale de l'Allier au champ captant (côtes en m NGF et isopièzes espacées de 0.2 m), pour les différents scénarii testés (scénario 1 : débit à Vic-le-Comte de $2 \text{ m}^3/\text{s}$ pour un cycle de pompage de 12h et de 20h ; scénario 2 : mêmes conditions d'étiage que le scénario 1 + incision du lit de l'Allier de -1 m). Ces différentes situations sont comparées à la période de référence (février 2023, Q_{Allier} à Vic-le-Comte = $30 \text{ m}^3/\text{s}$).

5. Conclusions et perspectives d'amélioration du modèle

Le modèle numérique en régime permanent puis en régime transitoire est correctement calibré avec les conditions limites qui lui sont imposées. Le modèle réussit à reproduire le fonctionnement hydrodynamique de la nappe alluviale. Les conductivités hydrauliques K et les coefficients d'emmagasinement S_y optimisés sur l'ensemble du maillage restent cohérents avec le milieu alluvial. Le modèle conceptuel du fonctionnement du champ captant (Mohammed et al., 2014) montre une forte contribution de la limite rivière dans les puits situés à sa proximité, en conditions naturelles et de pompage. Cette contribution est accrue en conditions d'étiages extrêmes associées à une incision de l'Allier dans son lit. Néanmoins, des investigations supplémentaires seraient nécessaires afin de mieux contraindre la limite est (côteaux) et donc de mieux comprendre sa contribution relative en termes de flux, sur la nappe alluviale de la basse terrasse.

Le modèle numérique qui a été construit sur MODFLOW, repose sur des imprécisions (comme le débit des puits et la limite est), qui une fois levées, pourraient grandement améliorer le modèle. De plus, il est important de garder à l'esprit que la majorité des points où la piézométrie du site est connue concerne la proximité de la rivière. La calibration du modèle est donc plus fiable près de l'Allier qu'au centre de la plaine alluviale où les données sont manquantes. L'incertitude de la piézométrie simulée y est donc plus grande.

De même, si les variations du débit et du niveau de la rivière Allier sont bien connues, une meilleure définition de sa conductance (en collectant plus de données sur le terrain, concernant son épaisseur et la perméabilité des sédiments de son lit) ainsi qu'une bathymétrie pour connaître le fond de la rivière, permettraient de quantifier plus précisément les interactions nappe/rievière.

La limite à l'est du modèle nécessite également de plus amples investigations tant du point de vue hydrodynamique, que du point de vue chimique. En effet, l'étude de Mohammed et al., (2014) montre que cette limite participe à la contamination du site (nitrates, pharmaceutiques, phytosanitaires). Une étude complète (géologique, géophysique et hydrochimique) doit être mise en œuvre pour préciser davantage la contribution de cette limite à la nappe alluviale exploitée par les 71 puits.

Par ailleurs, la connaissance des débits individuels de chaque puits, permettrait d'apporter une réponse plus précise aux gestionnaires de la ressource en eau et de pouvoir estimer de manière plus exacte les paramètres hydrodynamiques sur l'ensemble du modèle. Ces incertitudes sont à l'origine des artéfacts de calibration qui biaisent les valeurs de K et S_y optimisées par PEST.

Enfin, une calibration sur une période plus longue sera nécessaire afin de valider ce modèle au cours de différentes saisons (une alternance de hautes-eaux et basses-eaux). Pour cela, il serait nécessaire d'équiper plus de puits en capteurs de niveau afin d'obtenir davantage de points de calage.

Chapitre 3. Echelle des alluvions

Caractérisation de leurs hétérogénéités à partir de différentes méthodes d'investigation sur le site expérimental de Port-Douvot (Besançon)

Le dernier chapitre de cette thèse a pour objectif d'étudier l'hétérogénéité du milieu alluvial en associant différentes techniques (essais de pompage, géophysique, traçages, mesures distribuées de températures). En effet, les deux premiers chapitres modélisent le milieu alluvial comme un réservoir ou une couche globalement homogène pouvant comporter des hétérogénéités spatiales prises en compte par le biais de valeurs de conductivités hydrauliques et d'emmagasinement variables. Néanmoins, l'hétérogénéité verticale des alluvions n'est pas considérée dans les modèles utilisés (GARDENIA, MODFLOW). Pourtant, elle peut considérablement influencer les propriétés de transport du milieu. Afin de démontrer l'hétérogénéité des alluvions et de montrer son impact sur les vitesses de circulation souterraines, les différentes techniques d'investigations ont été mises en place sur le site expérimental de Port-Douvot (SO AUVERWATCH, SNO H+, SNO RENOIR, IR OZCAR), spécialement équipé pour répondre à cet objectif. Ces différentes investigations de terrain devaient initialement se faire sur le champ captant du Val d'Allier, en Auvergne. Cependant, étant un site de production d'eau potable, la réglementation nous empêche de réaliser ces expérimentations. Un site différent mais similaire a donc été sélectionné (Port-Douvot, Besançon). La plupart des données acquises sur ce site sont stockées dans la base de données du SNO H+ (<https://hplus.ore.fr/auverwatch/donnees-port-douvot>).

1. Hétérogénéité structurelle des alluvions et conséquence sur leurs propriétés hydrodynamiques

Les cours d'eau sont les principaux agents et voies de transport des produits d'altération des roches (Allen, 1965). Ces matériaux d'érosion sont charriés de l'amont vers l'aval, depuis les zones montagneuses vers les plaines d'inondation, où ils se déposent et s'accumulent sur des épaisseurs plus ou moins importantes selon le contexte tectonique et climatique. Le terme *alluvion* désigne ainsi une roche meuble non-cimentée, ayant une nature pétrographique variée et de granulométrie le plus souvent hétérogène. La taille des éléments et leur distribution sont les caractéristiques fondamentales qui impactent leurs propriétés : la susceptibilité au transport et au dépôt, la porosité, la perméabilité, la réactivité chimique (Blott and Pye, 2012), notamment. Les sédiments peuvent être triés par taille selon différentes classifications, comme celle-ci : USDA (*United States Department of Agriculture*), issue de (Carter and Gregorich, 2008) et qui est présentée dans le **Tableau III. 1**.

Tableau III. 1. Classification granulométrique USDA modifiée d'après (Carter and Gregorich, 2008).

Terminologie		Taille des grains (mm)
Galet		> 80 mm
Graviers	Grossiers	80 – 10 mm
	Fins	10 – 2 mm
Sables	Très grossiers	2 – 1 mm
	Grossiers	1 – 0.6 mm
	Moyens	0.6 – 0.2 mm
	Fins	0.2 – 0.1 mm
	Très fins	0.1 – 0.06 mm
Limons	-	0.06 – 0.002
Argiles	-	0.002 – 0.0002

Les dépôts alluvionnaires peuvent s'accumuler sur plusieurs centaines de mètres, comme dans le cas de la plaine indo-gangétique où ils atteignent 700 m d'épaisseur (Keesari et al., 2021). Lorsqu'ils sont développés sur plusieurs dizaines voire centaines de mètres, les alluvions sont potentiellement très hétérogènes car constitués de plusieurs niveaux stratigraphiques

correspondant à des couches horizontales avec une homogénéité relative (Yin et al., 2021), de sédiments sableux, graveleux, intercalés de strates argileuses (Lukjan and Chalermyanont, 2017; Dey et al., 2021; Raazia and Dar, 2022; Freeg et al., 2023; Jing et al., 2023; Pinardi et al., 2023). Ces couches sont appelées hydrofaciès (Boumaiza, 2008) et peuvent être elles-mêmes hétérogènes tant horizontalement que verticalement, à une échelle plus fine (*Sub-hydrofacies scale*, **Figure III. 1**).

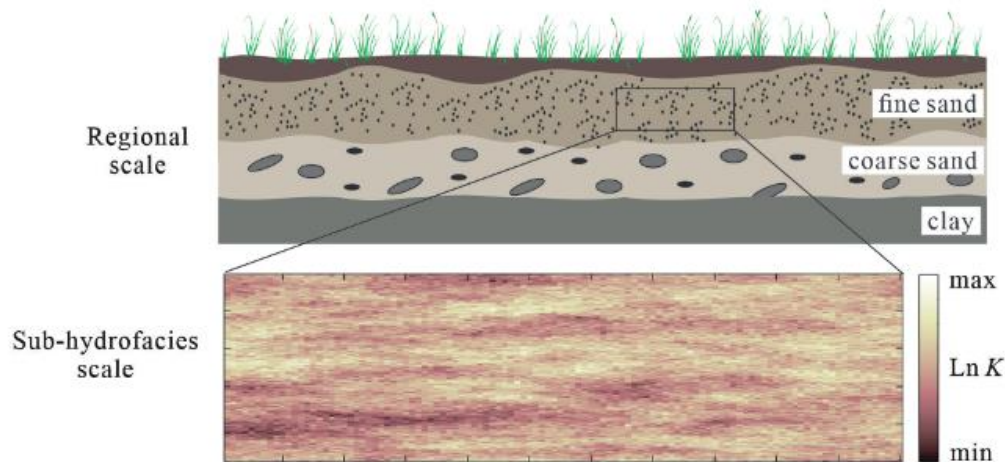


Figure III. 1. Représentation schématique de l'hétérogénéité multi-échelles d'un milieu alluvial avec la distribution de la conductivité hydraulique (d'après Yin et al., 2023).

Du fait de cette hétérogénéité, les propriétés hydrodynamiques (telles que la conductivité hydraulique K) peuvent varier de plusieurs ordres de grandeur sur quelques mètres seulement (Boggs et al., 1992 ; Koltermann and Gorelick, 1996 ; Eggleston and Rojstaczer, 1998). Chaque hydrofaciès peut donc être caractérisé par une conductivité hydraulique K propre (Weissmann et al., 2002). Les hydrofaciès fortement connectés à gros grains (galets, graviers) et caractérisés par une continuité spatiale (Yin et al., 2023), permettent la formation de voies d'écoulement préférentielles (Klingbeil, 1998) et peuvent ainsi favoriser un transport advectif rapide (Bianchi and Zheng, 2016).

Nous comprenons donc que l'hétérogénéité impacte directement le transport de particules/solutés/contaminants divers (Anderson, 1987 ; Sinton et al., 2000 ; Painter et al., 2001 ; Sarris et al., 2018) et que sa caractérisation est nécessaire pour les opérations d'ingénierie environnementale telles que la définition des zones de protection des puits de captage d'eau potable ou la mise en œuvre de stratégies d'épurations efficaces de sites contaminés (Gueting et al., 2015).

2. Site d'étude, matériels et méthodes

2.1 Présentation générale du site de Port-Douvot

Le site expérimental de Port-Douvot est situé dans le département du Doubs (25) dans l'est de la France, à 4.5 km au sud-ouest de la ville de Besançon (**Figure III. 2**). Il est situé dans l'enceinte de la station d'épuration de Port-Douvot (**Figure III. 3**).

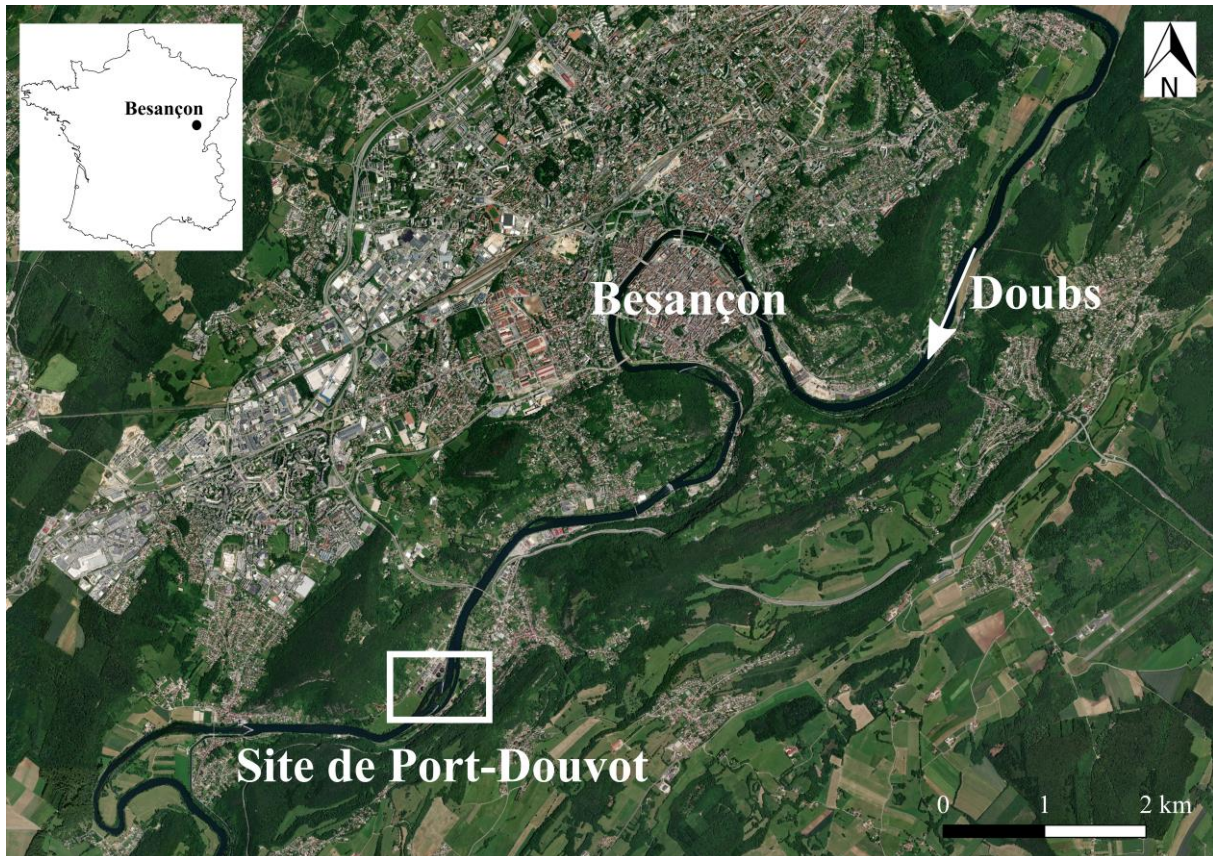


Figure III. 2. Localisation du site expérimental SNO H⁺ de Port-Douvot en France par rapport à la ville de Besançon.

Cette station s'étend sur 490 m de long et sur 190 m de large. Les ouvrages du site expérimental sont situés au sud-est de la station, à une altitude de 237.6 m NGF et distants d'environ 20 m à 50 m du Doubs.

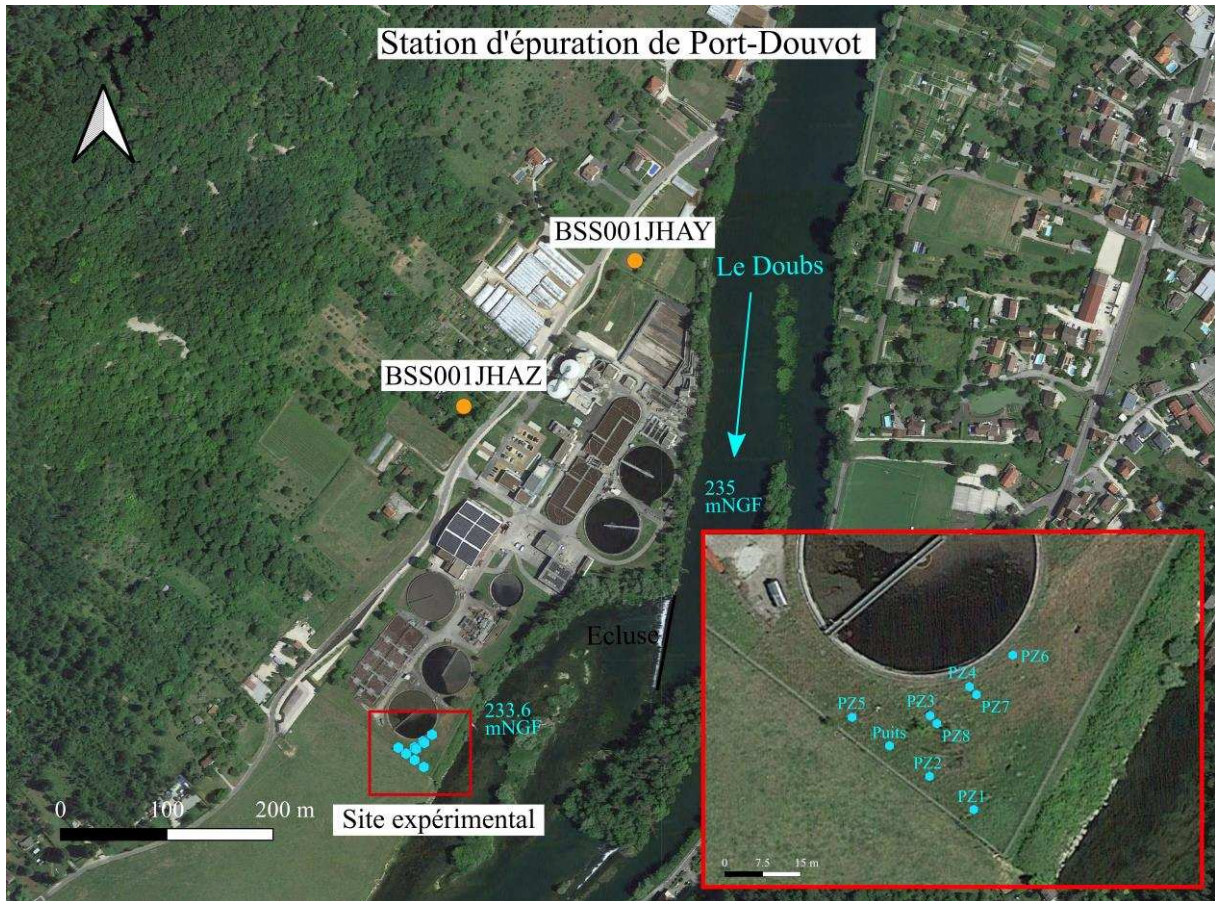


Figure III. 3. Focus sur la station d'épuration de Port-Douvot dans laquelle le site expérimental se trouve, avec la position des différents ouvrages (du site) et de la BSS (BRGM).

Le site est situé dans la plaine d'inondation du Doubs. La plaine alluviale est constituée d'alluvions récentes (Fz), de nature calcaire, déposées par le Doubs qui s'écoule du NE vers le SO, dans un environnement de collines calcaires qui caractérisent le faisceau bisontin (Reilé, 2017). Port-Douvot est situé en rive droite de la rivière sur laquelle l'extension latérale de la nappe alluviale est de 160 m (**Figure III. 4**).

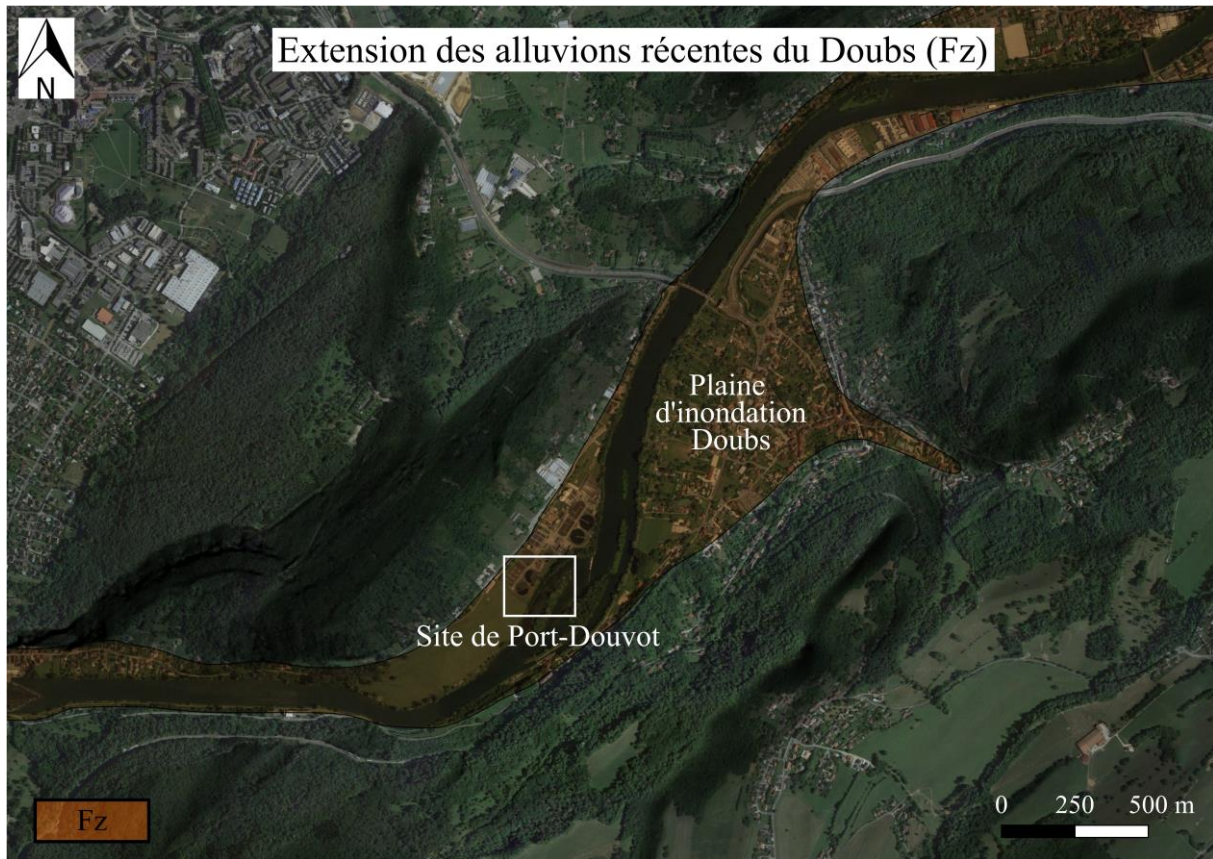


Figure III. 4. Extension latérale des alluvions récentes Fz du Doubs.

Les alluvions Fz sont constituées de sédiments sablo-graveleux et peuvent être localement recouvertes par des sédiments limoneux peu perméables (Schomburgk et al., 2002).

La nappe alluviale présente à l'amont du site est caractérisée par une conductivité hydraulique de 1.96×10^{-3} m/s et un coefficient d'emmagasinement de 5.7×10^{-3} (Reilé, 2017), typique d'un aquifère à nappe libre (Freeze and Cherry, 1979). Les données piézométriques des forages BSS001JHAY et BSS001JHAZ (Figure III. 3, <https://ades.eaufrance.fr/>) indiquent des variations altitudinales de la nappe allant de 232.37 m NGF (basses eaux) à 235.85 m NGF (hautes eaux). La nappe alluviale s'écoule parallèlement au Doubs depuis le NE vers le SO.

2.2 Equipements et instrumentation du site de Port-Douvot

Le site expérimental de Port-Douvot a été spécialement conçu et équipé pour réaliser les investigations menées dans le cadre de cette thèse.

Huit piézomètres d'un diamètre interne 52 mm (PZ1-PZ8) et un puits d'un diamètre interne de 163 mm, ont été implantés. Le puits est équipé d'une pompe 4 pouces (*Lowara*) d'un débit nominal de 22 m³/h. Ces ouvrages sont distribués sur deux lignes perpendiculaires de 30 m de long chacune (**Figure III. 5**) : 1) une ligne parallèle au Doubs (PZ6, PZ4, PZ7, PZ8, PZ3 et le puits) ; 2) une ligne perpendiculaire au Doubs (PZ5, puits, PZ2 et PZ1).

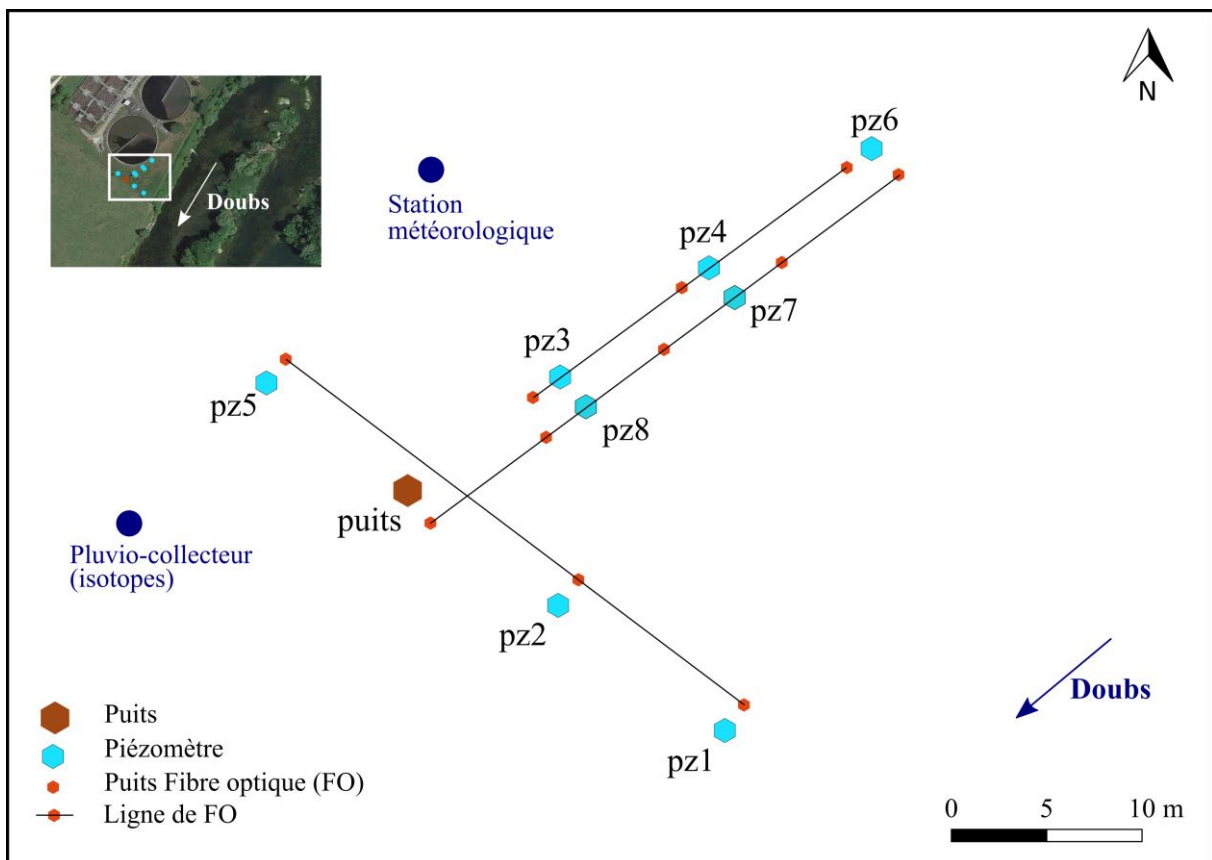


Figure III. 5. Vue schématique de l'emplacement des ouvrages sur le site expérimental de Port-Douvot.

Le **Tableau III. 2** résume les caractéristiques de ces ouvrages ainsi que leurs équipements depuis janvier 2021. Selon l'ouvrage, différentes sondes ont été installées : des sondes RBRsolo³ (*RBR-global*) mesurant la température (°C) au pas de temps horaire, des sondes CTD-Diver (*SDEC*) mesurant la pression (mh2o) ; la température (°C) et la conductivité électrique (μS/cm) toutes les 15 minutes, ainsi que des sondes Rugged-Troll 100 (*InSitu*)

mesurant la pression (bar) et la température (°C) toutes les 15 minutes. Dans chaque ouvrage, les sondes ont été installées à ~ 0.5 m du fond.

Le site est également équipé d'une station météorologique (*Campbell Scientific*) et d'un pluviomètre pour le prélèvement mensuel d'échantillons de pluie en vue d'analyses isotopiques de la molécule d'eau (SNO RENOIR).

Tableau III. 2. Synthèse des informations des ouvrages du site de Port-Douvot (*TN : Terrain Naturel).

Ouvrage	Date de réalisation	Profondeur par rapport au TN*	Diamètre Intérieur/Extérieur	Côte margelle métallique	Pénétration du forage	Sonde
Unités	-	(m)	(mm)	(m NGF)	-	-
PZ1	18/11/2019	9.4	52/60	238.25	Complète	Troll/RBR
PZ2	19/11/2019	9.2	52/60	238.16	Complète	-
PZ3	19/11/2019	8.8	52/60	238.16	Partielle	CTD/RBR
PZ4	20/11/2019	6.2	52/60	238.17	Partielle	CTD/RBR
PZ5	19/11/2019	9.0	52/60	238.18	Complète	CTD/RBR
PZ6	20/11/2019	6.7	52/60	238.45	Partielle	RBR
PZ7	02/09/2022	10	52/60	238.26	Complète	CTD
PZ8	03/09/2022	10	52/60	238.21	Complète	CTD
Puits	18/11/2019	11.5	163/180	238.18	Complète	CTD

Afin de réaliser des mesures distribuées de température, 3 lignes de fibres optiques (câbles BruSens de référence LLK-BTSE, 85°C) ont été implantées : 1 ligne perpendiculaire au Doubs sur l'axe PZ5-PZ1 mise en place en novembre 2019, 1 ligne parallèle au Doubs sur l'axe PZ6-PZ3 installée en novembre 2019 et 1 seconde ligne également parallèle au Doubs sur l'axe PZ7-PZ8, installée en septembre 2022 (**Figure III. 5**).

Ainsi, pour toutes les lignes, la fibre est installée verticalement dans les alluvions à proximité de chaque piézomètre et à la même profondeur (**Figure III. 6 ; Figure III. 7**).

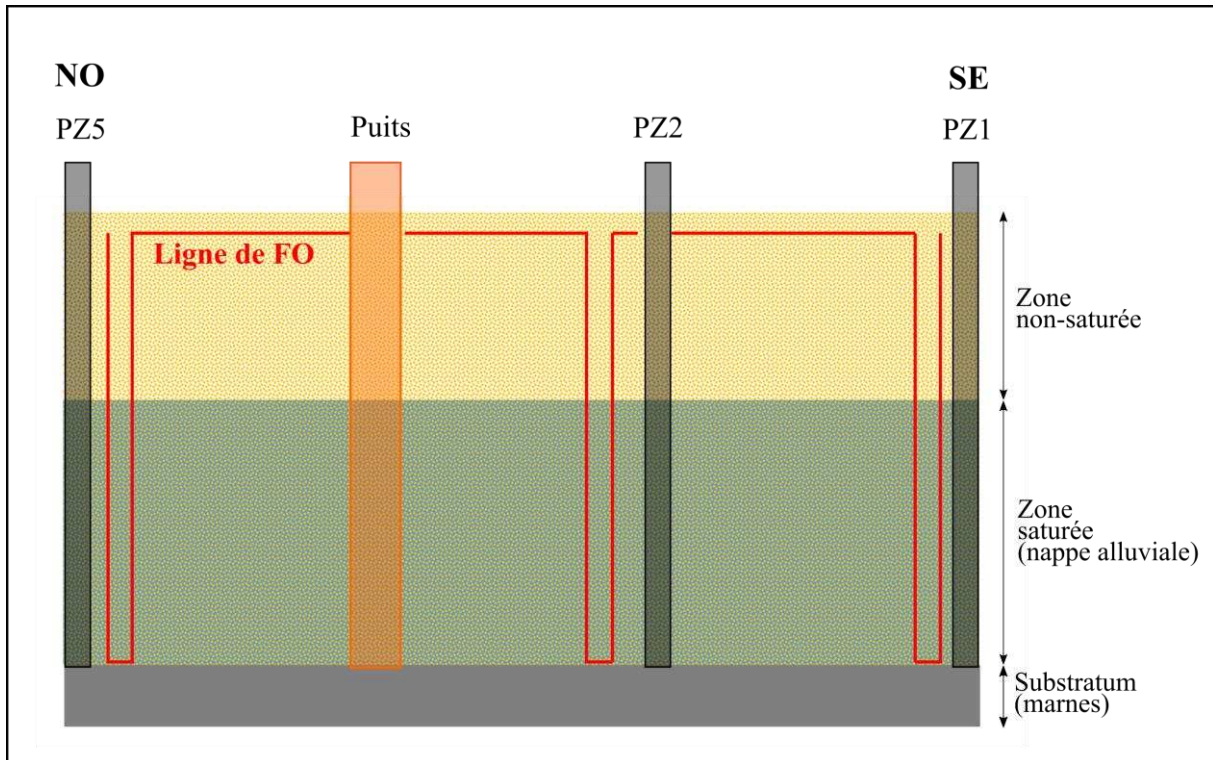


Figure III. 6. Coupe longitudinale de la ligne perpendiculaire au Doubs montrant l'implantation des ouvrages et de la fibre optique (FO).

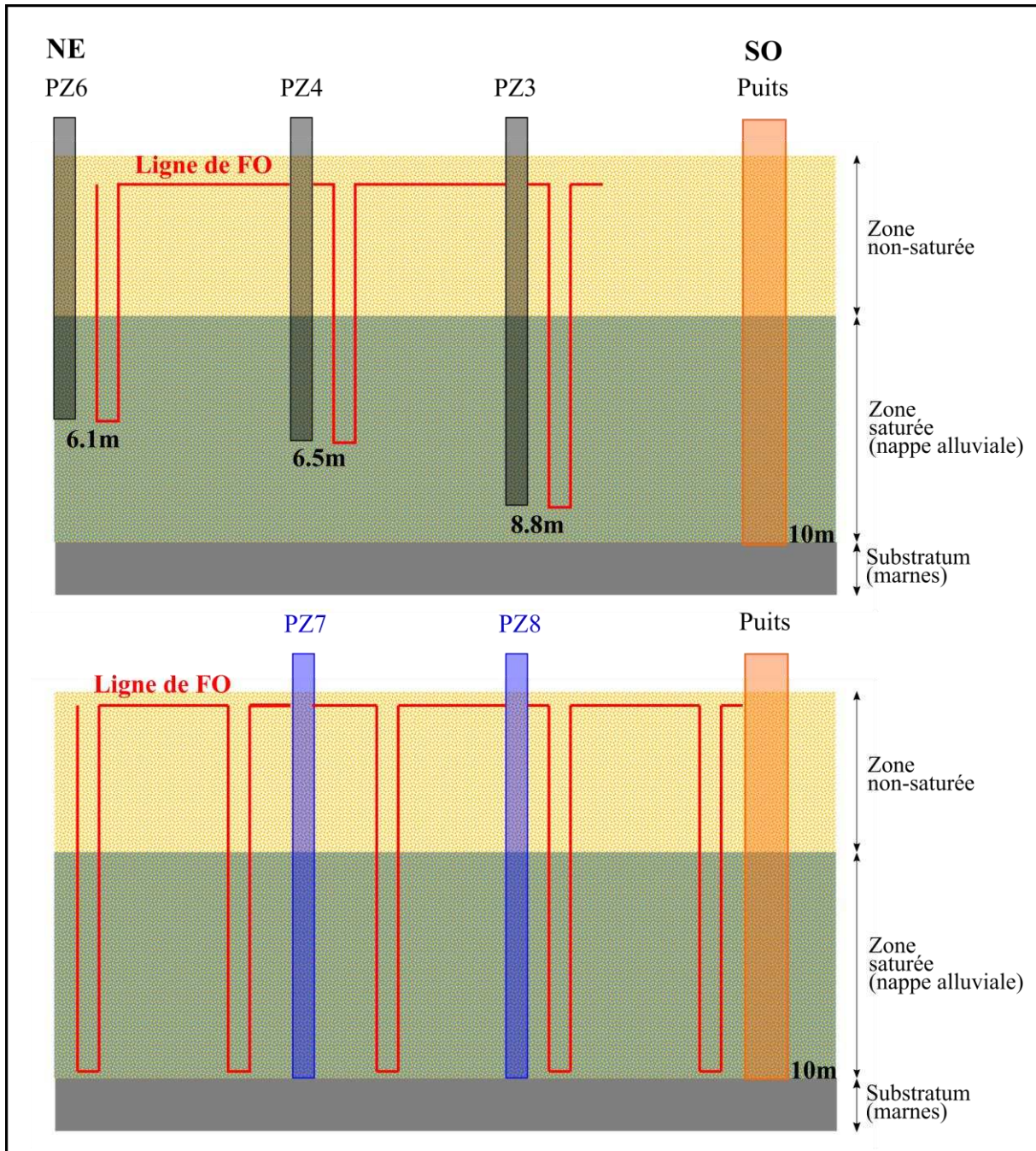


Figure III. 7. Coupe longitudinale des deux lignes parallèles au Doubs montrant l'implantation des ouvrages et de la fibre optique (FO).



Figure III. 8. Photographie montrant l'un des câbles de fibre optique utilisé à Port-Douvot.

Afin d'installer les câbles de fibre jusqu'au fond de chaque puits creusé à cet effet, un lest a été accroché au bout du câble (**Figure III. 8**), ainsi qu'un dispositif faisant en sorte que les deux câbles ne s'entrelacent pas une fois que le trou se rebouche naturellement (les mesures de températures pourraient être biaisées aux endroits où les fibres se touchent).

2.3 Essais de puits et essais de pompage

La méthodologie des essais de puits et de pompage est très bien décrite dans la littérature (Bierschenk, 1963 ; dashti et al., 2022 ; Gunawardhana et al., 2021 ; Pechstein and Coptý, 2021) et de nombreux modèles analytiques existent afin d'interpréter ces types de test (Cooper and Jacob, 1946 ; Neuman, 1975 ; Theis, 1935). Nous allons brièvement décrire le principe de la méthode, plus de détails sont disponibles en **Annexe 4**.

Un essai de puits est réalisé dans un premier temps. Il permet de déterminer les performances d'un ouvrage et notamment son débit critique (le débit à ne pas dépasser pour ne pas endommager le puits). Pour cet essai, une pompe *Lowara* de débit maximal 22 m³/h est utilisée. Différents paliers d'une durée identique sont enchainés (30 min), pendant lesquels le pompage est réalisé à un débit constant. Le débit est augmenté à chaque palier et les rabattements de la nappe au puits sont mesurés à la fin de chacun d'entre eux (plus de détails sur la procédure sont donnés en **Annexe 5**). C'est l'analyse de la courbe du rabattement (m) pour tel palier qui nous permet d'obtenir le débit critique.

Des essais de pompages ont ensuite été réalisés pour caractériser les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère alluvial à Port-Douvot. Un essai de pompage consiste à extraire de l'eau dans un aquifère donné au cours d'une durée allant classiquement de 48h à 72h et au cours de laquelle l'évolution des rabattements (m) de la nappe dans le temps (s) est suivie (i.e.

différence entre le niveau statique avant le début du pompage et le niveau dynamique au temps t , pendant le pompage), au niveau du puits et sur au moins un piézomètre d'observation.

Le fait de pomper entraîne la formation d'un cône de rabattement qui se creuse et s'étend autour du puits, selon les propriétés hydrodynamiques du milieu (la conductivité hydraulique K , la transmissivité T et le coefficient d'emmagasinement S), que l'on cherche à déterminer. Plusieurs essais de pompage d'une durée conforme à la théorie ont été réalisés sur le site de Port-Douvot avec la pompe de 22 m³/h (entre 2021 et 2022). Cependant les rabattements maximums engendrés sont de 15 à 18 cm et ne sont pas stables au cours du temps. Ces données ne permettent pas d'identifier le début d'un régime permanent qui est nécessaire pour l'interprétation des paramètres hydrodynamiques.

En 2023, un essai de pompage utilisant une pompe *Grundfos SP 60-4* a été réalisé (collaboration *Intera Lyon* et *André Voutta*, Francfort, Allemagne), le 06/02/2023. Il est d'une durée plus courte (2h30) mais a été effectué avec un débit de 40 m³/h, donnant une courbe des rabattements plus interprétable. Les niveaux de nappe ont été suivis au puits et sur les piézomètres PZ5, PZ3 (sondes de type Keller, 1 mesure/seconde) et sur PZ1, PZ7 (CTD Diver, 1 mesure/minute).

L'interprétation se fait à l'aide du logiciel *AQTESOLV demo* (<http://www.aqtesolv.com/>) en utilisant le modèle de Theis (1935).

2.4 Caractérisation des alluvions par méthode géophysique (ERT)

Les plaines sédimentaires (plaines alluviales, plaines d'inondation) sont régulièrement caractérisées en utilisant la méthode ERT (*Electrical Resistivity Tomography*).

Cette méthode géophysique utilisée à Port-Douvot est exactement la même que celle employée sur le champ captant du Val d'Allier (Chapitre 2, 3.2). L'objectif est d'imager les hétérogénéités des sédiments alluviaux, les panneaux de résistivités seront comparés avec les données géologiques connues du site (coupes techniques des forages ainsi que la carotte d'alluvions qui a été réalisée).

La position du profil ERT qui a été réalisé est orienté parallèlement au Doubs, dans l'axe d'écoulement général de la nappe alluviale (**Figure III. 9**).

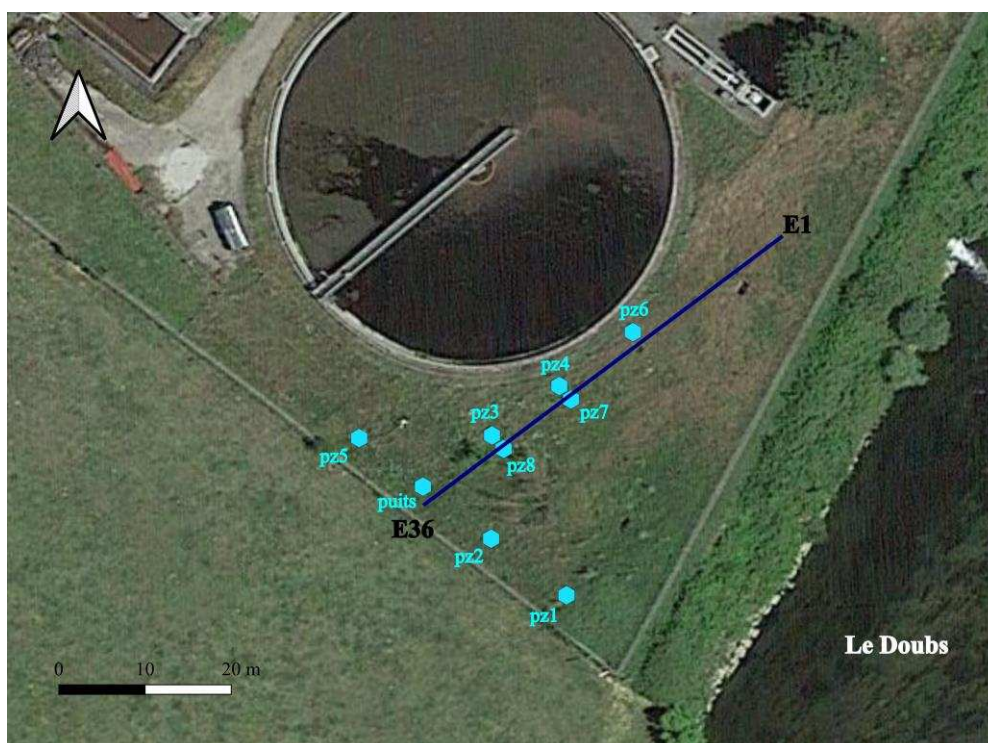


Figure III. 9. Localisation du profil ERT réalisé sur Port-Douvot dans l'axe parallèle au Doubs avec la position de l'électrode n°1 (E1) et de l'électrode n°36 (E36).

Ce profil fait 52.5 m de longueur avec un espacement de 1.5 m entre les électrodes, le dispositif utilisé est celui de Wenner-Schlumberger.

2.5 Détermination des flux souterrains par tests de dilution ponctuels

La méthode utilisée est appelée *point-dilution test* (Piccinini et al., 2016) ou test de dilution ponctuel. Ce test consiste en l'introduction d'un traceur dans la colonne d'eau d'un ouvrage et du suivi de la décroissance de la concentration de ce traceur au cours du temps. Il permet la détermination du flux de Darcy V_d [L/T] de l'aquifère aux alentours du puits testé. L'interprétation de l'essai repose sur l'hypothèse suivante : la diminution de la concentration du traceur dans l'ouvrage est à la fois proportionnelle à la vitesse apparente V_a dans la section testée et au flux de Darcy V_d dans l'aquifère (parfois appelé *vitesse de filtration*).

Le traçage au sel (NaCl) est une technique peu coûteuse et qui requiert peu de matériel de suivi, les concentrations en NaCl impactant directement les valeurs de conductivité électrique (EC).

Néanmoins, si la quantité de sel introduite est trop faible, il est très difficile de différencier le traceur du bruit de fond naturel (ions Na^+ et Cl^- naturellement présents dans l'eau) et si la quantité est trop élevée, le risque est de provoquer des effets de densité.

Les essais ont été réalisés à partir de la dilution d'une masse de sel M_{NaCl} (2000 à 4000 g) dans un volume d'eau V_1 (20 l) puis dans le volume d'eau contenu dans le piézomètre (V_2). Le volume V_1 est injecté dans le piézomètre testé et homogénéisé avec l'eau du puits par un système de pompage/réinjection fonctionnant pendant toute la durée de l'essai. Une sonde CTD-Diver (1 mesure/minute) est installée pour mesurer la conductivité électrique EC ($\mu\text{S/cm}$) de la nappe. La valeur d'EC avant injection est appelée $EC_{\text{background}}$. Ces tests ont porté sur les piézomètres suivants : PZ1, PZ5, PZ3 et PZ7.

La courbe de restitution du traceur est donnée par l'évolution d'EC au cours du temps ($EC_{\text{mesurée}}$). Cette valeur doit être soustraite d' $EC_{\text{background}}$ pour connaître la variation de conductivité électrique uniquement liée à l'injection du traceur. On estime que la valeur observée au pic d'injection [$EC_{\text{mesurée}} - EC_{\text{background}}$] correspond à la masse totale de traceur injectée. On établit alors la droite de calibration reliant [$EC_{\text{mesurée}} - EC_{\text{background}}$] au pic de concentration de NaCl ($M_{\text{NaCl}} / V_1 + V_2$), dans l'ouvrage testé.

Si la dilution du traceur au cours du temps est uniquement due au flux de l'aquifère adjacent et si ce dernier est constant (\approx régime permanent) ; la décroissance de la concentration C [M/L^3] du traceur dans le puits en fonction du temps peut être décrite par (3), (Freeze and Cherry, 1979):

$$\frac{dC}{dt} = - \frac{A \times V_a \times C}{W} \quad (3)$$

Avec V_a la vitesse apparente [L/T], W le volume de dilution [L^3], A la section perpendiculaire à la direction de l'écoulement [L^2].

Le réarrangement de cette formulation donne (4) :

$$\frac{dC}{C} = - \frac{A \times V_a \times dt}{W} \quad (4)$$

Par intégration et en utilisant la condition initiale $C = C_0$ à $t = 0$, nous obtenons (5) :

$$V_a = - \frac{W}{At} \times \ln\left(\frac{C}{C_0}\right) \quad (5)$$

Avec C_0 [M/L^3], la concentration initiale du traceur injecté (au pic).

D'où la relation (6) est déduite :

$$\ln C = - \left(\frac{2V_a}{\pi r} \right) t + \ln C_0 \quad (6)$$

Avec r le rayon du puits testé [L].

Si la dilution du traceur est uniquement due au flux non perturbé dans l'aquifère, le logarithme népérien du ratio (C/C_0) montre une relation linéaire avec le temps ; la pente m de cette droite est proportionnelle à V_a , telle que (7) :

$$V_a = m \left(\frac{\pi r}{2} \right) \quad (7)$$

Les premières valeurs de concentrations de cette régression linéaire peuvent être négligées car elles sont influencées par des effets de mélange et de dispersion qui peuvent fausser la valeur de la pente m (Pitrak et al., 2007; Fahrmeier et al., 2021).

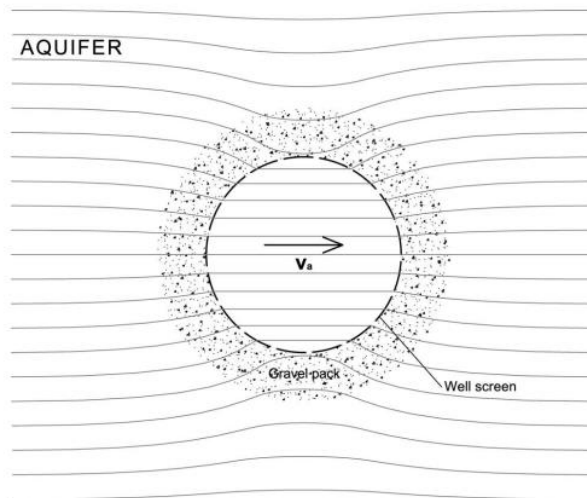


Figure III. 10. Déformation des lignes d'écoulement provoquée par la présence d'un ouvrage et de son massif filtrant, d'après Piccinini et al, (2016).

La vitesse apparente (V_a) du flux transitant dans l'ouvrage à travers les crépines est plus ou moins perturbée par la présence de l'ouvrage et de son massif filtrant (**Figure III. 10**).

Si la décroissance du traceur dans la colonne d'eau de l'ouvrage est uniquement due au flux souterrain dans l'aquifère, alors la conversion de la vitesse apparente V_a en flux de Darcy V_d se fait par l'application d'un coefficient α (Drost et al., 1968 ; Piccinini et al., 2016). Ce coefficient tient compte de la distorsion des lignes d'écoulements due à la présence de l'ouvrage et du

massif filtrant autour de ce dernier. Dans le cas des aquifères sablo-graveleux (i.e. Port-Douvot), les valeurs admises pour α vont de 0.5 à 4. Nous utiliserons $\alpha = 2$ comme dans l'étude de (Piccinini et al., 2016).

Cette technique est simple à mettre en place et à interpréter cependant, elle ne donne qu'une valeur globale de flux, valable pour l'ensemble de la colonne d'eau présente dans l'ouvrage.

2.6 Caractérisation des alluvions à partir des mesures distribuées de températures

L'objectif est de déterminer l'impact des hétérogénéités du milieu alluvial sur les variations verticales de flux souterrain. L'outil principal utilisé est la fibre optique (FO) qui nous permet de réaliser des mesures distribuées de températures (DTS : *Distributed Temperature Sensing*).

2.6.1 Le principe physique : la rétrodiffusion de la lumière dans la fibre

Le câble de fibre optique est fabriqué à partir de verre de quartz (SiO_2). Chaque câble comporte 4 fibres protégées par plusieurs gaines métalliques et par une gaine plastique plus épaisse (**Figure III. 11**).

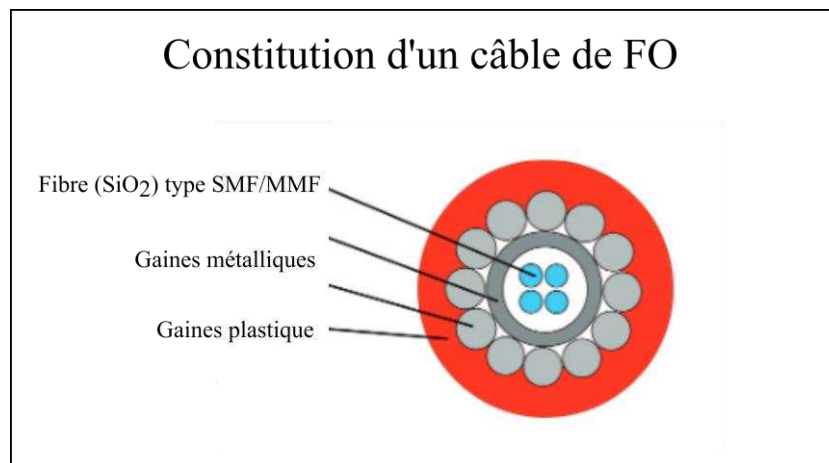


Figure III. 11. Coupe schématique transversale d'un câble de fibre (FO) optique utilisé à Port-Douvot.

Ces fibres peuvent être de type SMF (*Single Mode Fiber*) ou MMF (*Multimode Fiber*), pouvant transporter un seul ou plusieurs faisceaux lumineux, respectivement. Les types MMF sont utilisés pour la communication sur de courtes distances.

Le principe physique est le suivant : une onde lumineuse est induite dans le câble de FO sous la forme d'un laser par l'unité DTS (l'outil de mesure, équipé d'une source laser et d'un détecteur). Cette onde incidente est caractérisée par une fréquence et une intensité donnée (**Figure III. 12**).

Lorsque la lumière incidente rentre en contact avec la matière (la silice dans le câble de FO), une partie de cette lumière est absorbée et une autre partie est réfléchi (rétrodiffusée) à une fréquence différente du signal incident (Selker et al., 2006). Le milieu de propagation (la silice) étant naturellement constitué d'impuretés, toute la lumière ne peut être absorbée.

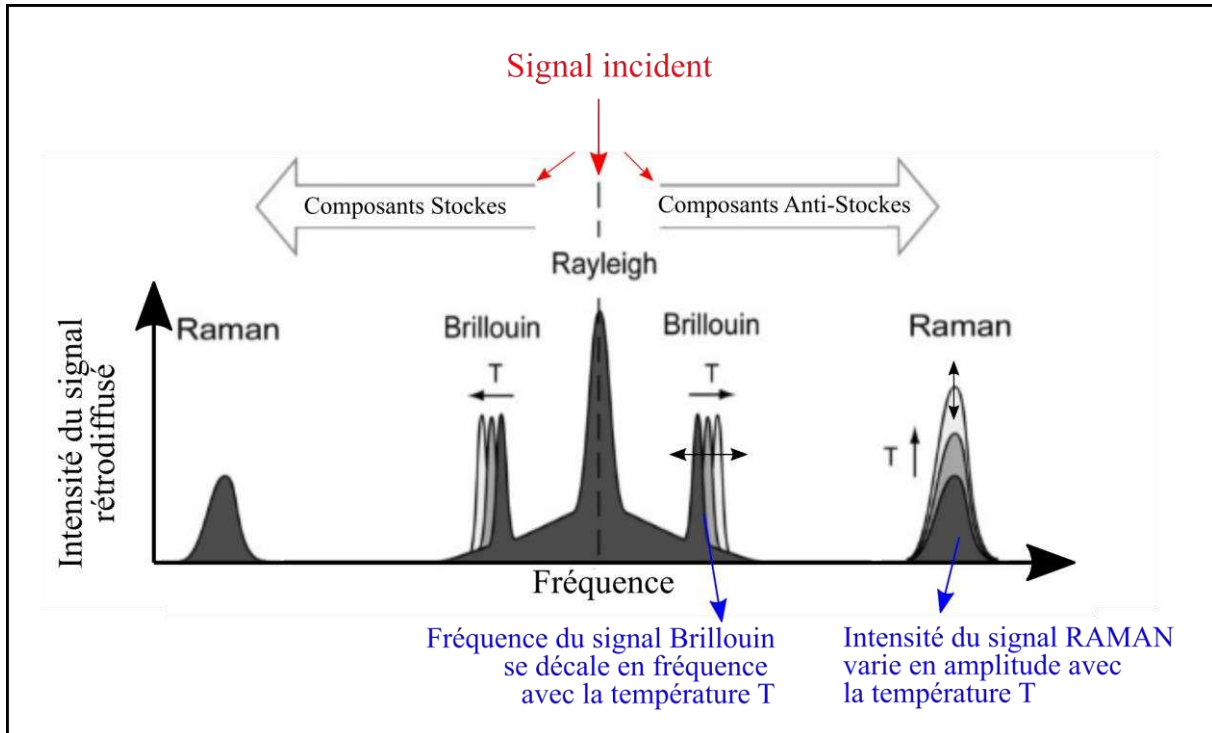


Figure III. 12. Décomposition de la lumière émise par un laser (par une unité DTS) dans une fibre optique avec les différents types de rétrodiffusion (Rayleigh, Raman et Brillouin), modifiée d'après le manuel d'utilisateur du DITEST (Vision interrogator, Omnisens).

Ainsi, dans la composante rétrodiffusée de la lumière, différents types de signaux peuvent être observés et mesurés : le signal Rayleigh, qui est rétrodiffusé à la même fréquence que le signal incident ; les signaux RAMAN et Brillouin qui sont rétrodiffusés à une fréquence différente du signal incident (**Figure III. 12**).

Le temps que met la composante rétrodiffusée de la lumière à être détectée par l'unité DTS permet de localiser le point de mesure le long du câble.

Les signaux RAMAN et Brillouin sont tous deux sensibles à la température du milieu ; mais le signal Brillouin est aussi sensible à la déformation (aux variations de densité). La fréquence de rétrodiffusion de ces deux types de signaux peut être supérieure et/ou inférieure à la fréquence du signal incident (**Figure III. 12**). Lorsque le signal est rétrodiffusé à une fréquence inférieure, nous parlons de la composante *Stockes* du signal (RAMAN ou Brillouin). Lorsque la fréquence est supérieure, il s'agit de la composante *anti-Stockes*.

Dans le cas d'une unité DTS détectant la rétrodiffusion RAMAN (XT DTS de *Silixa*), le principe de la mesure repose sur le fait que l'intensité de la composante rétrodiffusée anti-Stockes dépend de la température. L'unité XT DTS mesure alors l'intensité des signaux Stockes et anti-Stockes et détermine le ratio Anti-stockes/Stockes, ce qui donne la mesure de la température locale.

Dans le cas de l'unité DTS détectant la rétrodiffusion Brillouin (DITEST de *Omnisens*), le principe de la mesure repose sur le fait que le décalage en fréquence de la composante anti-Stockes de la rétrodiffusion Brillouin dépend de la température. A partir de la mesure de fréquence, il est ainsi possible de déduire la température grâce au coefficient de température (1.07 MHz/K ; Nikles et al., 1997) dans une fibre monomode (SMF).

2.6.2 Dispositif mis en place à Port-Douvot

Le schéma expérimental du dispositif utilisé sur Port-Douvot (**Figure III. 13**) s'appuie en grande partie sur les travaux antérieurs (Hausner et al., 2016; Folch et al., 2020; Simon et al., 2020; Zhang et al., 2020).

Le dispositif comprend une unité DTS : soit le XT DTS de *Silixa* pour la mesure de la rétrodiffusion Raman (**Figure III. 14a**), soit le DITEST d'*Omnisens* pour la mesure de la rétrodiffusion Brillouin (**Figure III. 14b**).

Pour les mesures RAMAN, le câble de FO part de l'unité XT DTS et traverse deux bacs de référence : un bac de glace de température égale à 0°C et un bac contenant de l'eau à température ambiante (**Figure III. 14c**). La température des 2 bacs est contrôlée pendant toute l'expérimentation par deux sondes PT100, directement reliées à l'unité XT DTS. Ces deux bacs dont la température est connue, permettent au DTS de réaliser une calibration interne. Il peut ainsi relier l'intensité du signal RAMAN rétrodiffusé à la température.

Le câble de FO pénètre ensuite dans le terrain naturel (dans la zone non-saturée puis la zone saturée = la nappe alluviale).

La technique de mesure DTS par FO utilisée à Port-Douvot est fondée sur l'application d'impulsions thermiques constantes dans le temps et à une puissance électrique continue, dans le câble de FO. Cela est possible en utilisant le Heatpulse de *Silixa* (**Figure III. 14d**). Cet appareil est relié à au câble de FO par une connexion électrique, sur une ou différentes positions le long du câble.

Le heatpulse permet d'amplifier le signal de température dans la FO et l'analyse de l'évolution de ce signal au cours du temps, permet la détermination des flux souterrains.

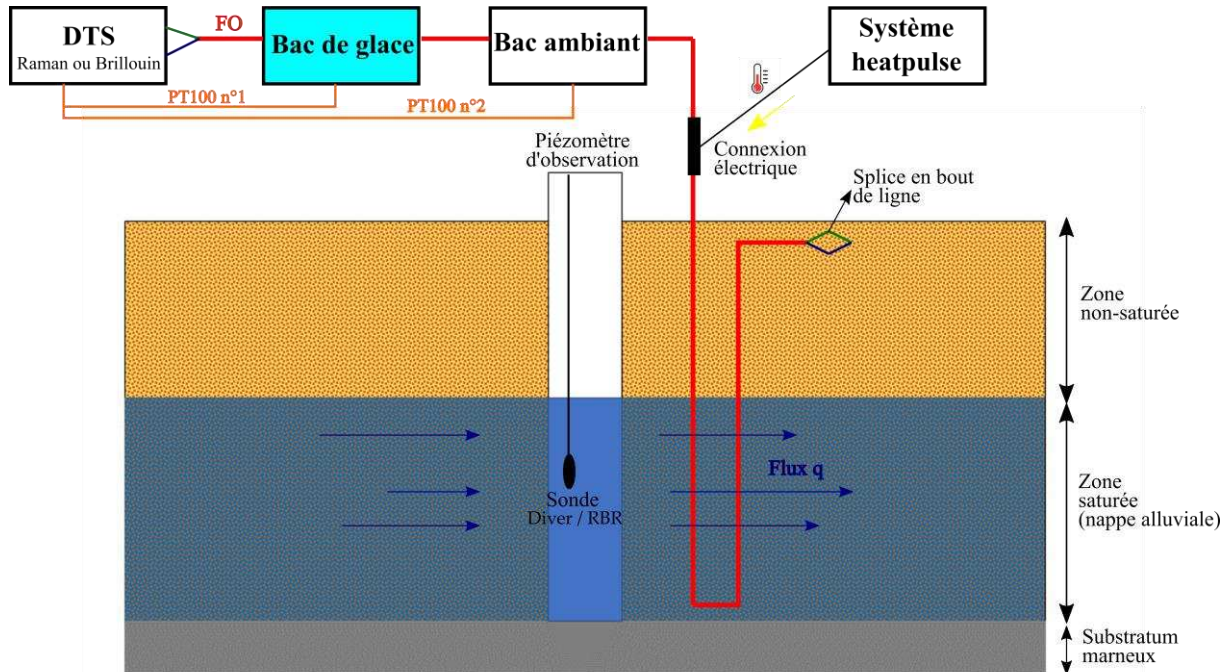


Figure III. 13. Schéma général du dispositif expérimental mis en place sur le terrain pour chaque campagne de mesure DTS (Raman et Brillouin).

Le niveau piézométrique est suivi durant toute l'acquisition DTS par des sondes de type CTD-Diver installées dans les ouvrages. La température est mesurée par des sondes de type RBR solo³.

Sur le terrain, le dispositif d'acquisition a été configuré en *double-ended* (van de Giesen et al., 2012; Krause and Blume, 2013) afin d'obtenir une mesure plus précise. Cela est possible grâce à un *splice* (les quatre fibres de silice sont fusionnées deux à deux) situé en bout de ligne (**Figure III. 13**). Cette opération permet à la lumière de faire un aller-retour dans le câble de FO et d'améliorer la qualité du signal qui est détecté par l'unité DTS.

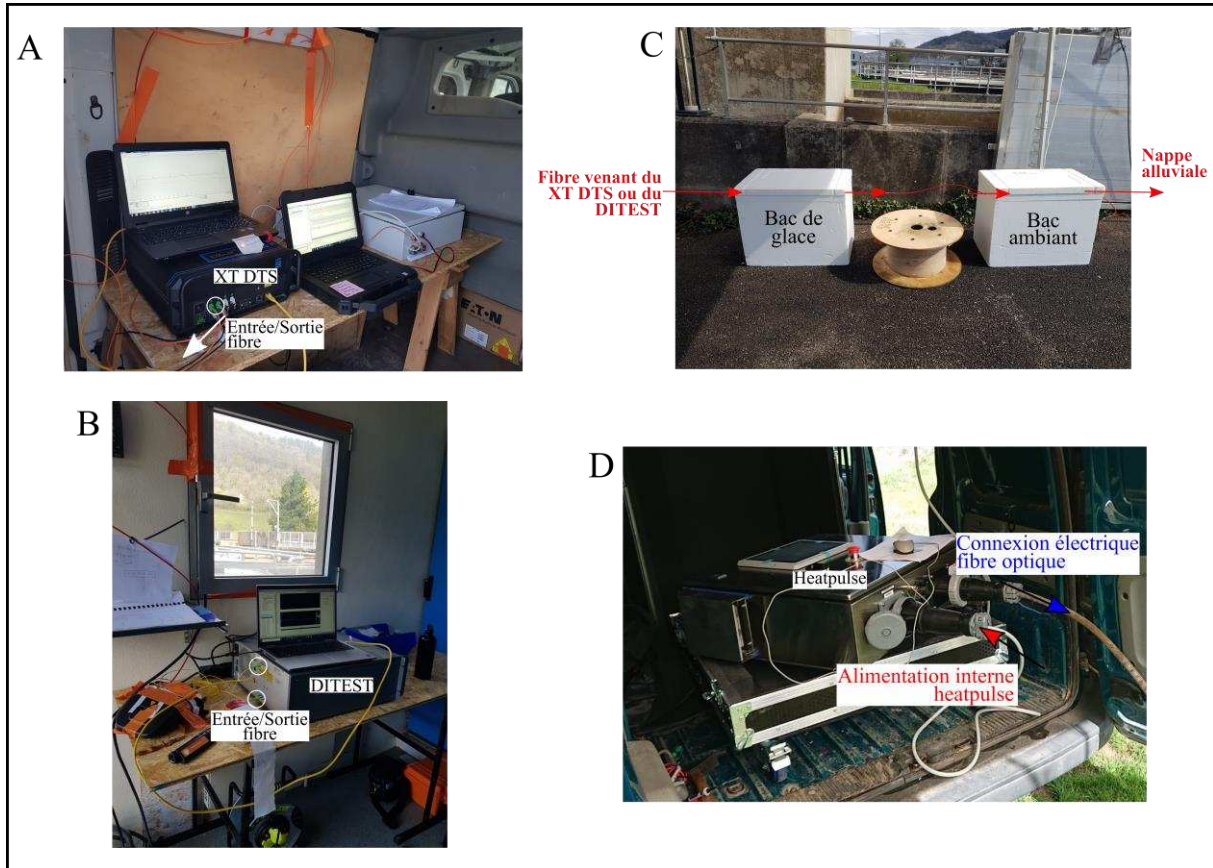


Figure III. 14. Matériel utilisé sur le terrain : a) XT DTS (rétrodiffusion RAMAN), b) DITEST (rétrodiffusion Brillouin), c) bacs de référence utilisés, d) heatpulse.

Le dispositif de la **Figure III. 13** est aussi utilisé pour les mesures avec le DITEST (mesure du signal Brillouin). Ce dernier ne requiert aucune calibration interne de la température puisque la mesure brute est une fréquence. Les bacs de référence sont quand même utilisés afin de vérifier la qualité du signal en fréquence reçu par le DITEST

2.6.3 Interprétation des données par le modèle MILS

La fibre optique est à la fois une source de chaleur (car reliée électriquement au heatpulse) et l'outil de mesure de la température. Le transfert de chaleur est dû : 1) au transfert par conduction dans la matrice solide et l'eau interstitielle (diffusion moléculaire de l'énergie thermique), 2) au transfert par advection de la chaleur dû au mouvement de l'eau dans la nappe (Diao et al., 2004; Simon et al., 2020). Ce processus est décrit par l'équation (8) (Domenico and Schwartz, 1998; Zhang et al., 2020) :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D_t \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) - q \frac{\rho_w C_w}{\rho c} \frac{\partial T}{\partial x} \quad (8)$$

Avec T la température [K], q le flux souterrain ou débit spécifique [m/s], ρc la capacité thermique volumétrique de la matrice roche-fluide [$\text{J}/\text{m}^3/\text{K}$], $\rho_w C_w$ la capacité thermique volumétrique de l'eau [$\text{J}/\text{m}^3/\text{K}$], D_t le coefficient de diffusivité thermique [m^2/s].

Ce dernier est dépendant de la valeur de λ , soit la conductivité thermique apparente [$\text{W}/\text{m}/\text{K}$], selon la relation (9) :

$$D_t = \frac{\lambda}{\rho c} \quad (9)$$

Différentes solutions analytiques existent pour résoudre l'équation de transport de la chaleur en milieu poreux (Stauffer et al., 2013) : le modèle ILS (*Instantaneous Line Source*) et MILS (*Moving Instantaneous Line Source*). L'analyse et l'interprétation des données avec le modèle MILS se fait par l'utilisation de l'*ADTS Toolbox* élaboré par (Simon and Bour, 2023) ; qui permet de déterminer les flux souterrains q . Le point de départ de cette interprétation est l'analyse de la courbe des variations de températures ΔT (i.e. T pendant la chauffe avec le heatpulse – T initiale avant la chauffe) en fonction du temps t (s) (**Figure III. 15**). Cette dernière montre la courbe de l'évolution typique de la température, en un point de la fibre qui est situé dans la zone saturée.

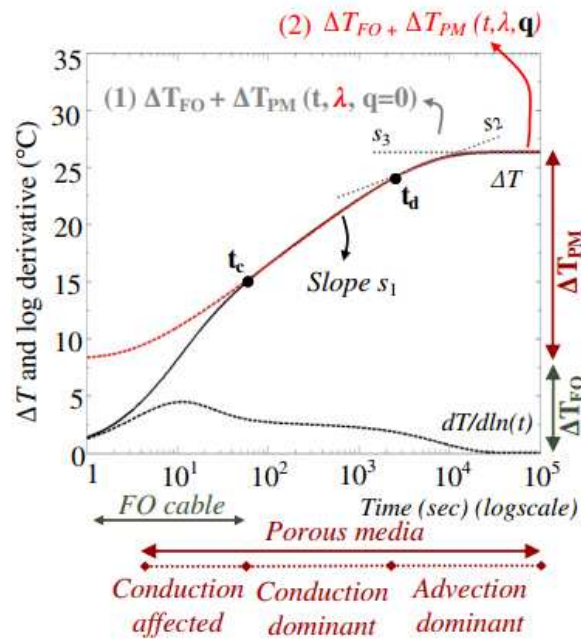


Figure III. 15. Courbe type de la variation de température ΔT ($^{\circ}\text{C}$) en fonction du temps t (s) en un point de la FO en mesures actives (avec heatpulse), en milieu poreux saturé, d'après Simon et Bour, (2022).

Cette courbe peut être divisée en 3 phases caractéristiques :

- 1^{ère} phase aux temps courts : la température mesurée dépend uniquement des propriétés thermiques du câble de FO, dans lequel la chaleur injectée est stockée. Ceci explique l'augmentation rapide et graduelle de ΔT sur cette période
- 2^{nde} phase aux temps intermédiaires : la chaleur emmagasinée dans le câble de FO atteint les limites du câble puis atteint le milieu poreux saturé environnant. Le phénomène de conduction contrôle alors le transfert de chaleur entre la FO et le milieu poreux. Lorsque $t > t_c$; l'évolution de ΔT n'est plus reliée à l'emmagasinement de la chaleur par la fibre mais uniquement contrôlée par la conduction et l'advection thermique vers le milieu poreux. Entre t_c et t_d , l'évolution de ΔT est indépendante du flux dans l'aquifère
- La 3^{ème} phase aux temps longs : lorsque $t > t_d$, une stabilisation de la température est observée. L'évolution de ΔT est alors dominée par l'advection. Cela signifie que ΔT atteint une sorte de régime permanent et forme un plateau car toute la chaleur produite est dissipée par le flux souterrain.

C'est cette dernière phase qui est exploitée par le modèle MILS afin de déterminer les flux q (m/s). Le temps qu'il faut pour atteindre ce plateau dépend de plusieurs paramètres dont la puissance électrique imposée au heatpulse pour chauffer le câble de FO, mais aussi de

l'intensité des flux souterrains. Ces derniers pouvant être amplifiés par un pompage dans le puits.

La modélisation de ΔT avec le modèle MILS (Sutton et al., 2003) est donnée par l'équation (10) :

$$\Delta T_{PM}(x, y) = \frac{Q}{4\pi\lambda} \exp\left[\frac{qx}{2D_t} \frac{\rho_w c_w}{\rho c}\right] \int_{\frac{x^2+y^2}{4tD_t}}^{\infty} \exp\left[-\Psi\right. \\ \left. - \left(\frac{x^2 + y^2}{D_t}\right) \frac{q^2}{16D_t\Psi} \frac{\rho_w^2 c_w^2}{\rho^2 c^2}\right] \frac{d\Psi}{\Psi} \quad (10)$$

Avec :

- q Le flux souterrain en direction x (m/s) en un point donné
- Q La puissance électrique constante à laquelle la fibre est chauffée (W/m)
- ρc La capacité thermique volumétrique de la matrice roche-fluide ($J/m^3/K$)
- $\rho_w c_w$ La capacité thermique volumétrique de l'eau ($J/m^3/K$)
- D_t Le coefficient de diffusivité thermique (m^2/s)
- λ La conductivité thermique apparente (W/m/K)
- Ψ Représente un changement de variable

L'interprétation des mesures DTS est réalisée par l'utilisation de différents codes MATLAB (Simon and Bour, 2023) et se déroule en deux grandes étapes : 1) l'interprétation des conductivités thermiques λ (W/m/K) avec définition de la période de référence ; 2) l'interprétation des flux souterrains q (m/s).

2.6.4 Les campagnes de mesures DTS sur Port-Douvot

Deux campagnes de mesures DTS actives (avec heatpulse) ont été réalisées sur le site de Port-Douvot. Elles se sont déroulées dans des conditions hydrologiques et météorologiques stables (pas de précipitations et faibles variations du niveau piézométrique de la nappe alluviale). Outre l'objectif de mesurer la variation verticale des flux souterrains en relation avec l'hétérogénéité du milieu alluvial, le but est également de comparer les mesures XT DTS et DITEST afin de discuter des avantages et inconvénients de ces deux outils.

La première campagne de terrain (**Figure III. 16**) s'est déroulée du 04/10/2021 au 15/10/2021. Les mesures RAMAN (XT DTS) se font sur la ligne perpendiculaire au Doubs en conditions d'écoulement naturel la première semaine, puis sur la ligne parallèle au Doubs, en conditions d'écoulement forcé (pompage de 22 m³/h dans le puits) la deuxième semaine.

Dans les deux cas, la FO est chauffée par le heatpulse (à 14 W/m à PZ5 pour la ligne perpendiculaire et à 9 W/m à PZ6 pour la ligne parallèle). Les FO non chauffées (à PZ2, PZ1 et PZ4, PZ3) servent à vérifier la stabilité de la température de la nappe durant toute l'acquisition.

La seconde campagne s'est déroulée du 03/04/2023 au 06/04/2023 (**Figure III. 17**). Les mesures Brillouin (DITEST) sont uniquement réalisées sur la ligne de FO parallèle au Doubs en conditions d'écoulement naturel, dans l'axe des piézomètres PZ7-PZ8. Les trois FO centrales sont simultanément chauffées par le Heatpulse à une puissance de 9 W/m. Les FO au niveau du PZ6 et du puits servent de points d'observations.

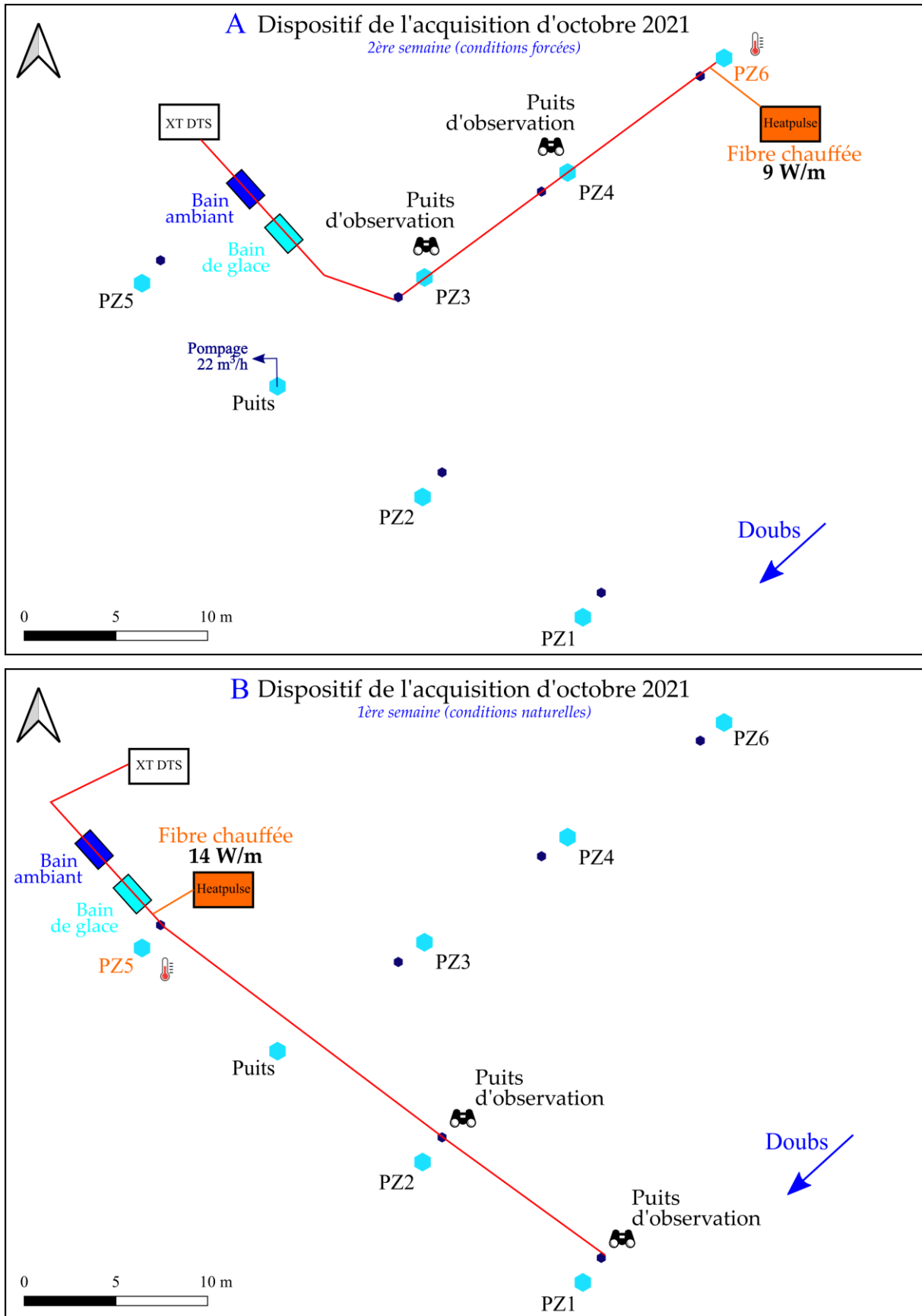


Figure III. 16. Schéma d'acquisition sur le terrain pour la première campagne (octobre 2021), sur les lignes perpendiculaire et parallèle au Doubs.

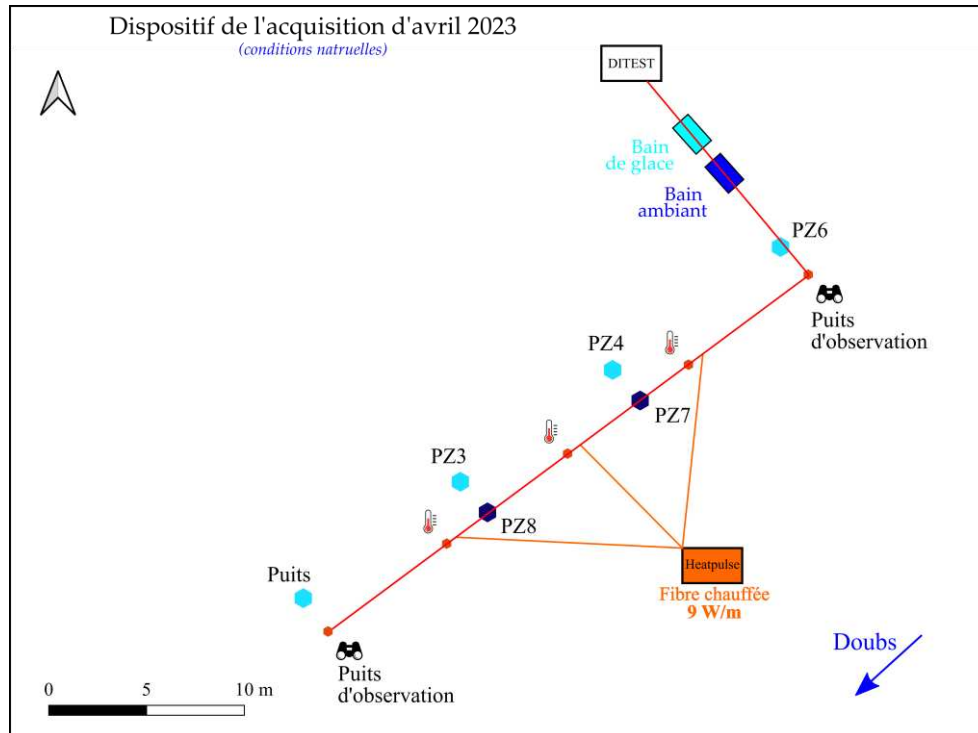


Figure III. 17. Schéma d'acquisition sur le terrain de la seconde campagne (avril 2023), sur la ligne parallèle au Doubs, dans l'axe des piézomètres PZ7-PZ8.

3. Résultats

3.1 Identification de la stratification verticale des alluvions (méthode ERT)

Un profil ERT est réalisé dans l'axe des ouvrages PZ6-puits (**Figure III. 18**), sur une ligne parallèle au Doubs. C'est en effet l'axe général des écoulements souterrains de la nappe alluviale et il s'agit de la ligne qui a été privilégiée pour les mesures DTS ainsi que pour la carotte d'alluvions.

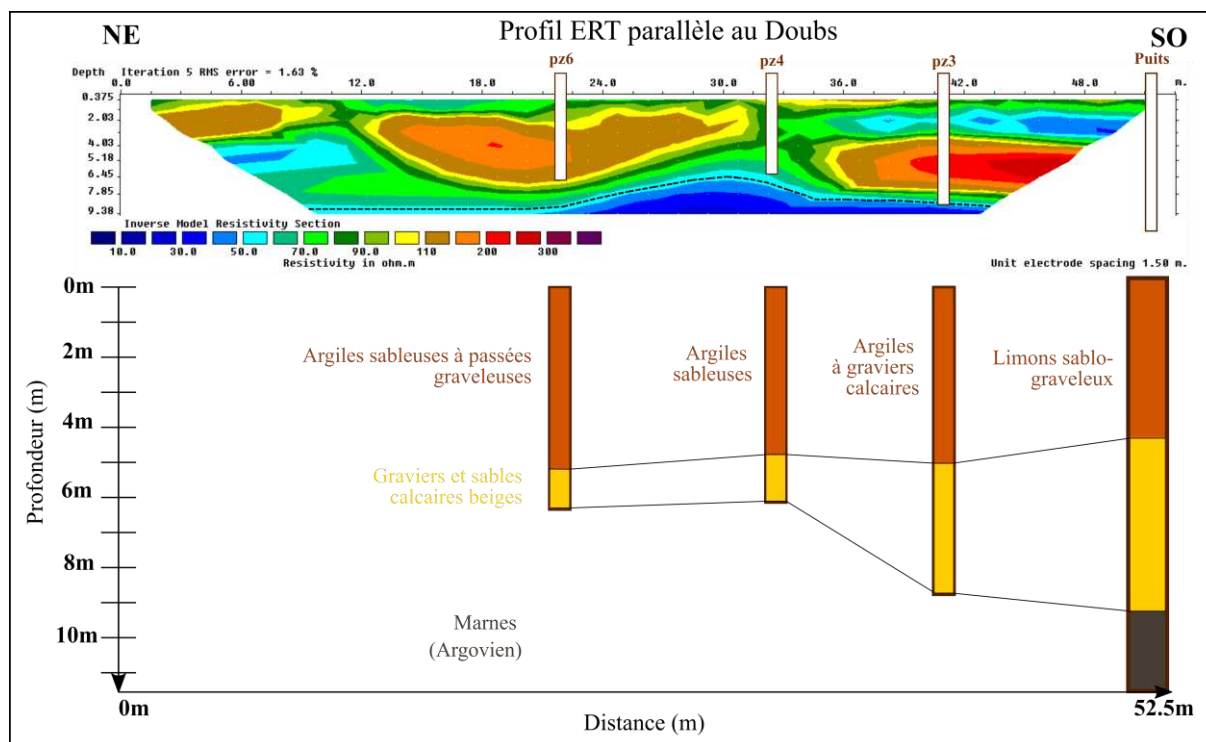


Figure III. 18. Profil ERT parallèle au Doubs dans l'axe des ouvrages PZ6-Puits. Les logs des forages sont indiqués.

Les logs des forages sont reportés sur la **Figure III. 18** afin d'associer les résistivités déterminées par le profil ERT avec la nature des terrains rencontrés. Le profil montre une épaisseur d'alluvions autour de 8-9 m ; ces dernières présentent des résistivités allant de 100 à 400 ohm/m, cohérentes avec le milieu alluvial (Loke, 2004). Les alluvions reposent sur une couche de moindre résistivité (< 100 ohm/m) qui correspond aux marnes de l'Argovien ; elles forment le substratum de la nappe alluviale. Les plus faibles résistivités, autour de 100 ohm/m, correspondent à une granulométrie fine (argiles, limons), alors que les plus fortes résistivités sont à relier à des dépôts grossiers comme des graviers ou des galets (Sauret et al., 2015 ; Matys Grygar et al., 2016 ; Kotková et al., 2019).

Les résistivités mesurées sont cohérentes avec les logs des forages qui décrivent une stratification interne des alluvions avec 1) une première couche superficielle de 4 à 5 m d'épaisseur, composée d'argiles sableuses ; 2) une couche sous-jacente de 4 à 5 m d'épaisseur présentant une alternance de sables, graviers et galets.

3.2 Distribution verticale de la granulométrie sur une carotte d'alluvions

Une carotte de sédiments a été collectée sur le site de Port-Douvot en octobre 2021, entre le PZ3 et le puits (**Figure III. 19**). Elle atteint les marnes à une profondeur de 8.4 m.

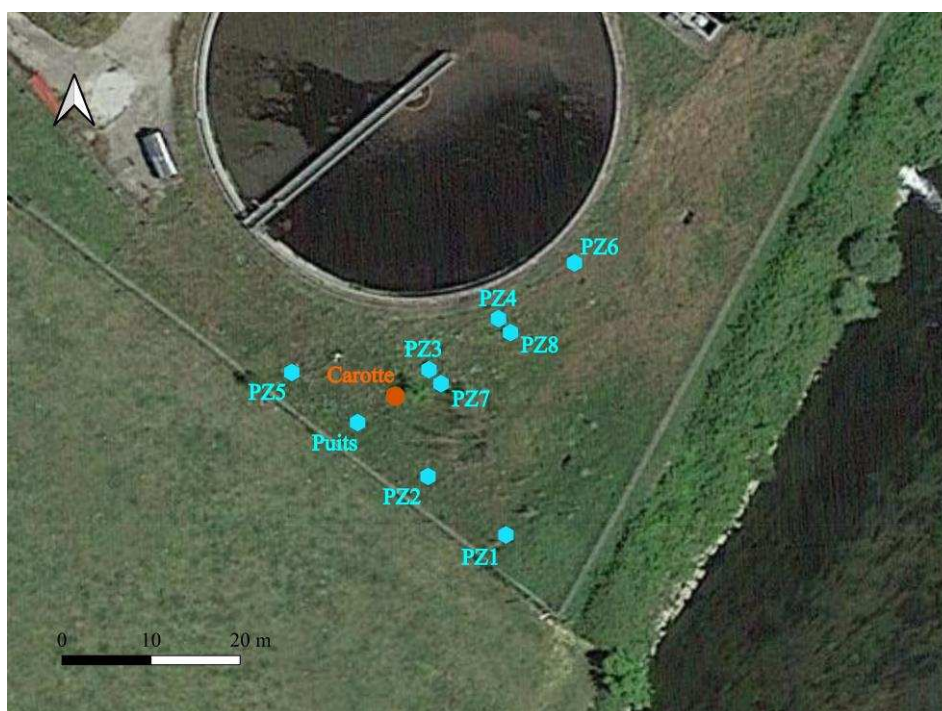


Figure III. 19. Position du point de carottage sur le site de Port-Douvot.

La carotte a été collectée en 6 tronçons, numérotés de T1 à T6 pour les profondeurs suivantes : T1 0-1.5 m ; T2 1.5-3 m ; T3 3-4.5 m ; T4 4.5-6 m ; T5 6-7.5 m ; T6 7.5-8.4m. Chaque tronçon est décrit succinctement ci-après. Les tronçons T1 à T3 sont montrés dans la **Figure III. 20** et les tronçons T4 à T6 sont montrés dans la **Figure III. 21**.

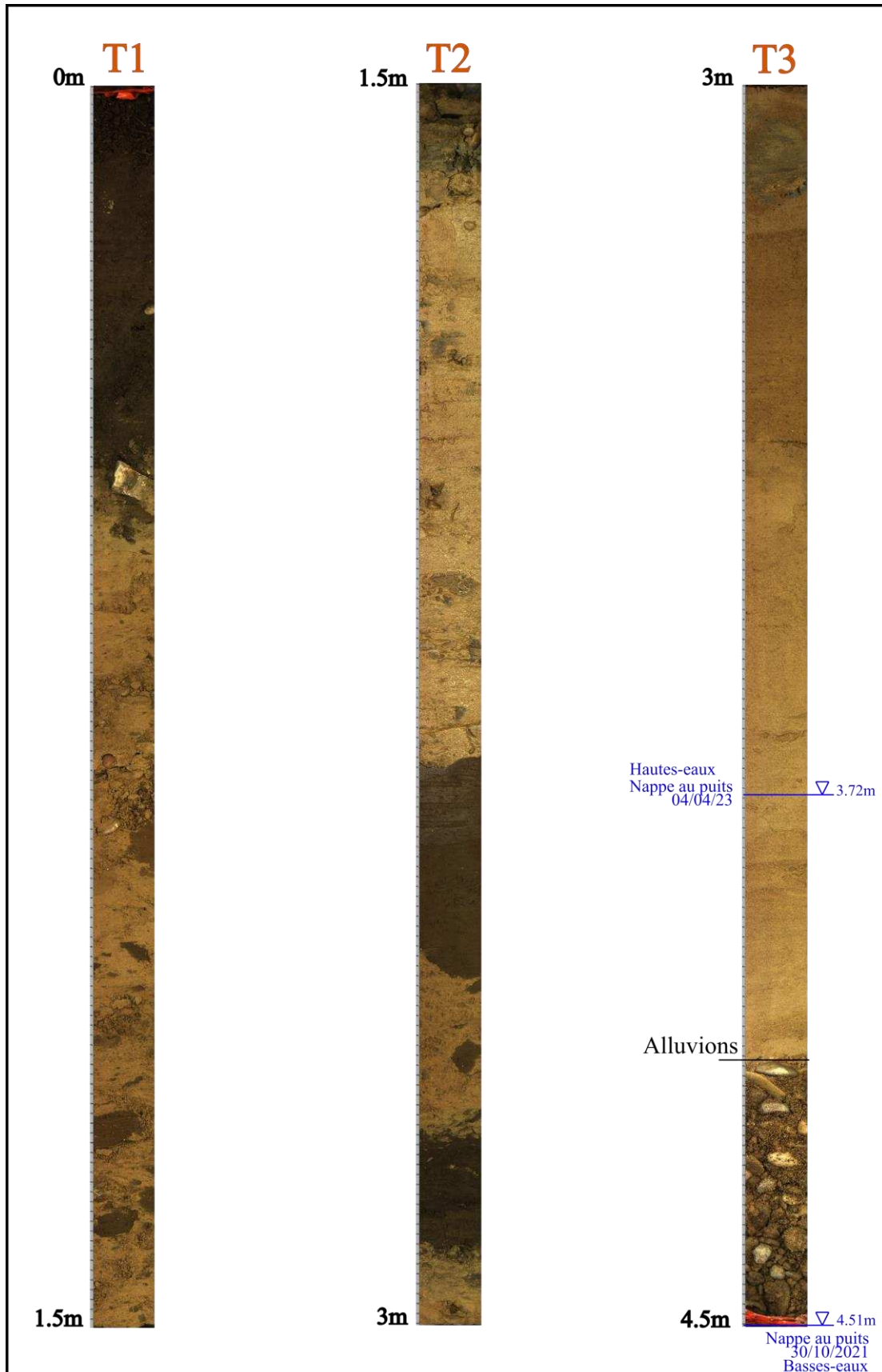


Figure III. 20. Présentation des tronçons T1 à T3 de la carotte de sédiments.

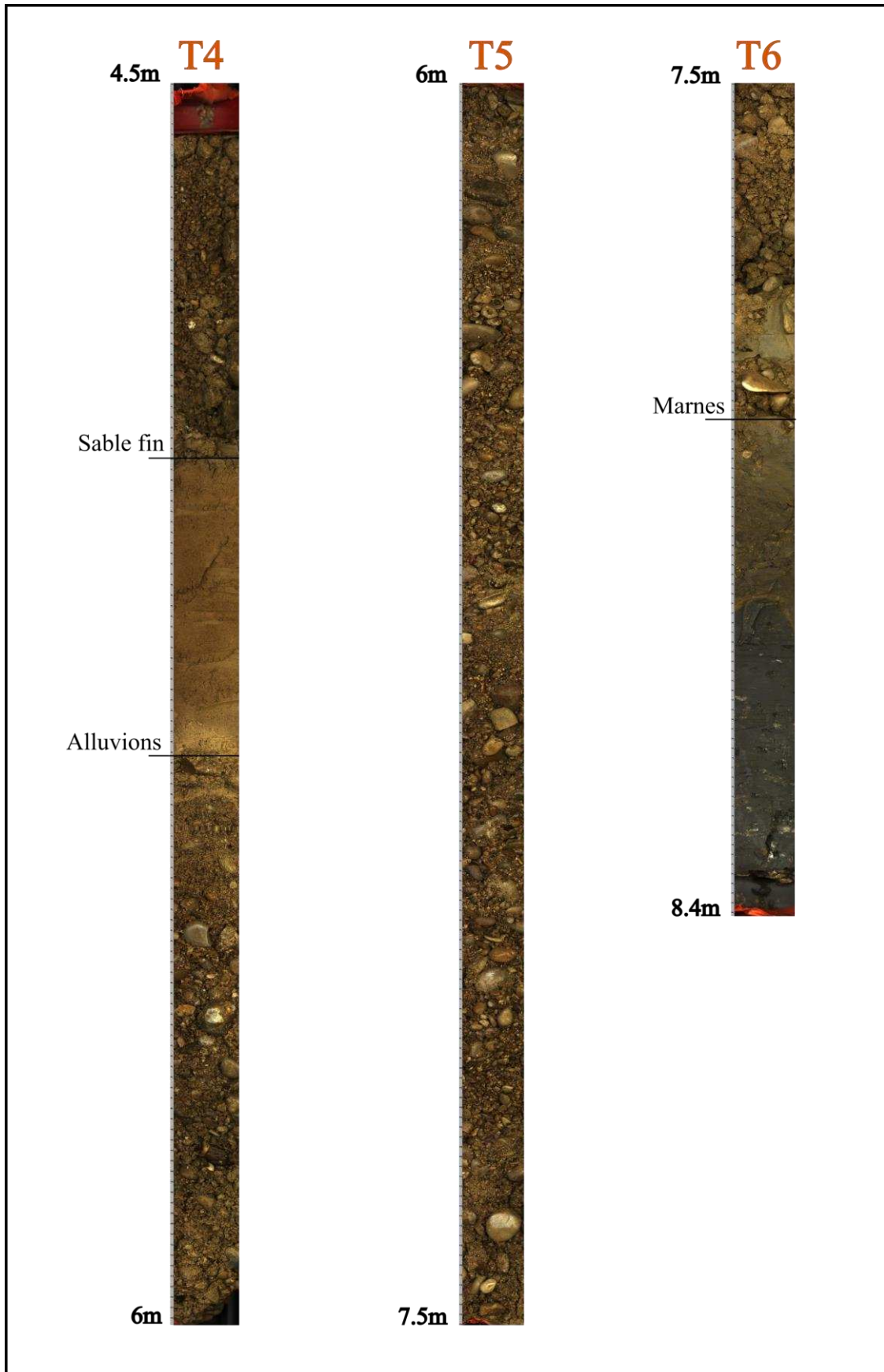


Figure III. 21. Présentation des tronçons T4 à T6 de la carotte de sédiments.

T1 (0-1.5 m) : les 40 premiers centimètres correspondent à un horizon terreux de couleur sombre témoignant d'une forte teneur en matière organique, suivis d'un horizon constitué de sables fins.

T2 (1.5-3 m) : alternance d'horizons sablo-argileux de couleur claire et d'horizons sablo-limoneux plus sombres (la seconde passe limoneuse sur ce tronçon est très humide alors que le reste de la carotte est sec, ce qui peut indiquer une plus forte teneur en éléments argileux).

T3 (3-4.5 m) : les 98 premiers centimètres de ce tronçon présentent une couche homogène de sables fins suivis des alluvions grossières. La transition entre les deux parties de ce tronçon est très nette. En-dessous des 98 premiers cm, nous observons un mélange de sables grossiers et de galets calcaires (\varnothing 10 cm à 20 cm).

T4 (4.5-6 m) : ce tronçon est majoritairement constitué par des sables, graviers et galets calcaires. On note un passage de sables fins sur une trentaine de centimètres en son milieu.

T5 (6-7.5 m) : ce tronçon est composé de graviers centimétriques et de quelques galets décimétriques.

T6 (7.5-8.4 m) : les 20 premiers centimètres sont identiques à T5. Ils surmontent les marnes argoviennes, très compactes.

La carotte confirme les résistivités mesurées par le profil ERT parallèle au Doubs (**Figure III. 18**) : les fortes résistivités entre 200-300 ohm/m correspondent aux alluvions plus grossières, un mélange hétérogène de sables, graviers et galets parfois décimétriques.

Les niveaux de la nappe enregistrés au puits en hautes-eaux et basses-eaux sont indiqués sur la **Figure III. 20**. En hautes eaux, le niveau statique se situe dans les alluvions argilo-sableux compactes alors qu'en basses-eaux, le niveau se situe dans les alluvions grossières.

Compte tenu de sa cohérence avec le profil ERT et les logs des ouvrages (**Figure III. 18**), cette carotte semble représentative du sous-sol sur l'ensemble du site expérimental de Port-Douvot.

3.3 Les propriétés hydrodynamiques de la nappe alluviale du Doubs

Un essai de puits a été réalisé en premier lieu afin de tester les performances de l'ouvrage et déterminer son débit critique. Cela nous permet de savoir à quel débit il est possible d'exploiter le puits sans endommager les crépines de ce dernier. Cet essai est présenté dans la **Figure III. 22**.

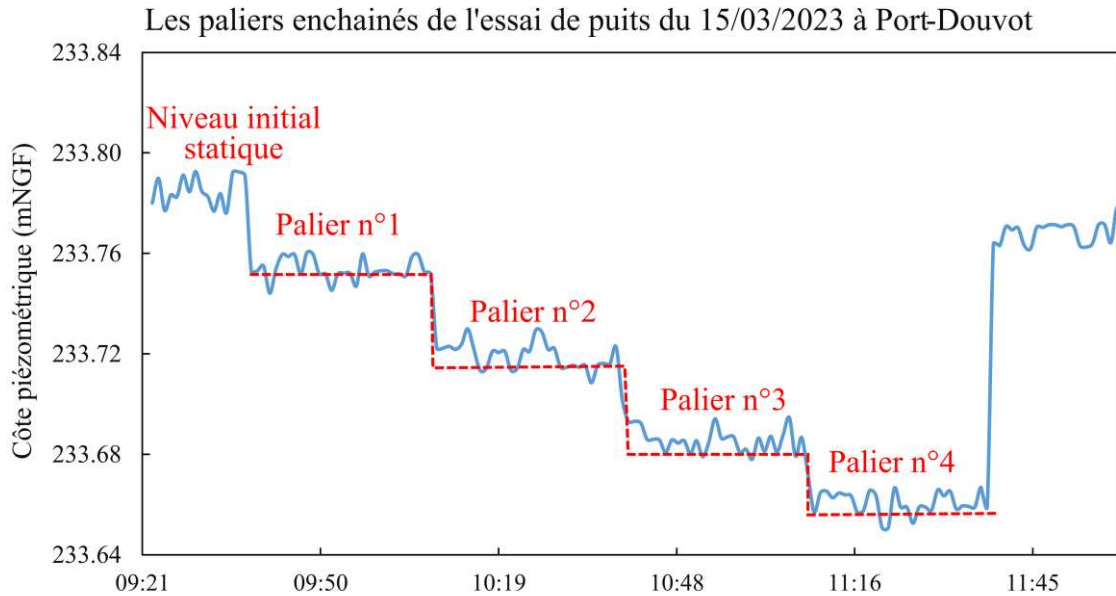


Figure III. 22. Illustration des paliers enchainés réalisés dans le cadre de l'essai de puits du 15/03/2022.

Lors de l'essai de puits du 15/03/2022, quatre paliers de 30 minutes sont enchainés (**Figure III. 22**), le rabattement de la nappe est mesuré à la fin de chacun d'entre eux. Ces données sont issues du capteur de pression qui a été installé dans le puits (CTD-Diver). Les rabattements observés sont de l'ordre du centimètre ce qui laisse apparaître beaucoup d'instabilités dans les données.

Les caractéristiques de chaque palier sont résumées dans le **Tableau III. 3**, donnant le débit Q (m^3/h) pompé durant chaque palier, les rabattements S (m) mesurés et les rabattements spécifiques S/Q ($m/m^3/h$).

Tableau III. 3. Caractéristiques des 4 paliers de l'essai de puits du 15/03/2023.

Palier	Débit Q (m ³ /h)	Rabattements S (m)	Rabattements spécifiques S/Q (m/m ³ /h)
1	4.8	0.04	0.0083
2	10.1	0,07	0.0069
3	14.9	0.11	0.0074
4	18.1	0.13	0.0072

Ces informations permettent de tracer la courbe caractéristique de l'ouvrage $Q = f(S)$ (**Figure III. 23**).

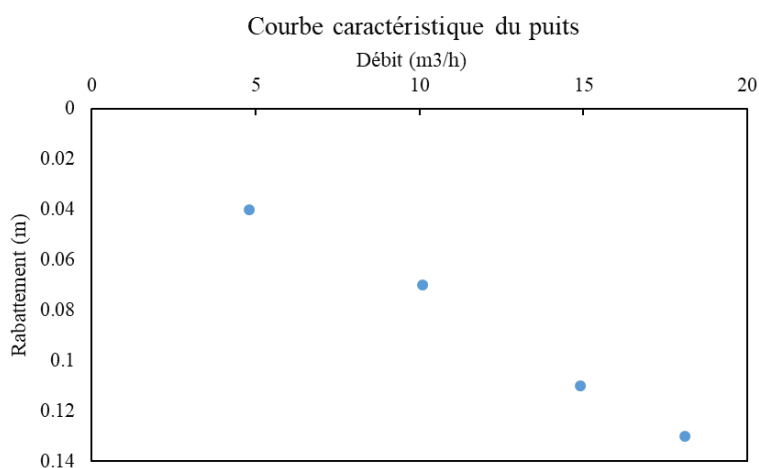


Figure III. 23. Courbe caractéristique du puits pouvant permettre la détermination du débit critique.

Le débit critique n'est pas atteint. Entre 5 m³/h et 20 m³/h les rabattements évoluent de manière linéaire avec le débit. Seules les pertes de charges linéaires sont donc observées pour cet essai. Cela signifie que nous pouvons utiliser la pompe Lowara de 22 m³/h à pleine puissance, sans risques d'endommager le puits, pour les futurs essais que nous pourrons réaliser avec cet ouvrage.

Notre pompe n'étant pas suffisante pour engendrer le rabattement nécessaire à une bonne caractérisation des paramètres hydrodynamiques du site, nous avons opté pour un essai de pompage court mais avec une pompe plus puissante (débit nominal de 70 m³/h).

La piézométrie de la nappe est relevée pour le puits et tous les piézomètres avant le démarrage de l'essai de pompage, ce qui permet de connaître le niveau statique initial (**Tableau III. 4**). Le toit de la nappe est subhorizontal, le gradient hydraulique est très faible. La côte la plus

élevée est mesurée en PZ6, ce qui confirme l'écoulement souterrain orienté dans la même direction générale que celle du Doubs (NE-SO).

Tableau III. 4. Niveaux piézométriques statiques, mesurés avant le début de l'essai.

Ouvrage	Profondeur (m)	Côte piézométrique (mNGF)
Pz1	4.94	233.31
Pz3	4.85	233.31
Pz4	4.86	233.31
Pz5	4.88	233.30
Pz6	5.14	233.32
Pz7	4.96	233.30
Pz8	4.91	233.30
Puits	4.89	233.0

La courbe d'évolution des rabattements (m) de la nappe en fonction du logarithme du temps (s) montre que le rabattement maximal obtenu au bout de 2h30 de pompage est de 1.90 m (**Figure III. 24**).

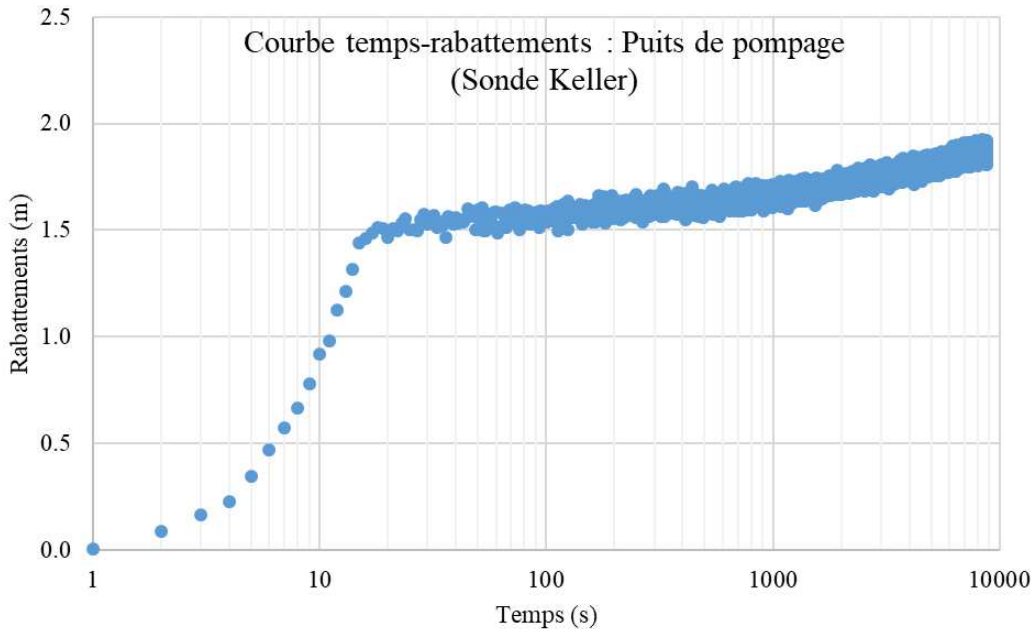


Figure III. 24. Evolution des rabattements S (m) en fonction du logarithme du temps (s) dans le puits durant toute la phase de pompage (2h30min).

La courbe d'évolution des rabattements (m) en fonction du logarithme du temps (s) sur les piézomètres PZ3 et PZ5 montre que les rabattements obtenus au bout de 2h30 de pompage sont de 0.06 m et de 0.05 m, respectivement (**Figure III. 25**).

Deux phases sont clairement identifiables sur les courbes temps-rabattements pour le puits et les piézomètres d'observation :

- Une 1^{ère} phase de 15 s environ durant laquelle les rabattements vont diminuer très rapidement dans le temps
- Une seconde phase où nous observons un changement de pente pendant laquelle les rabattements continuent de diminuer, mais d'une manière plus progressive.

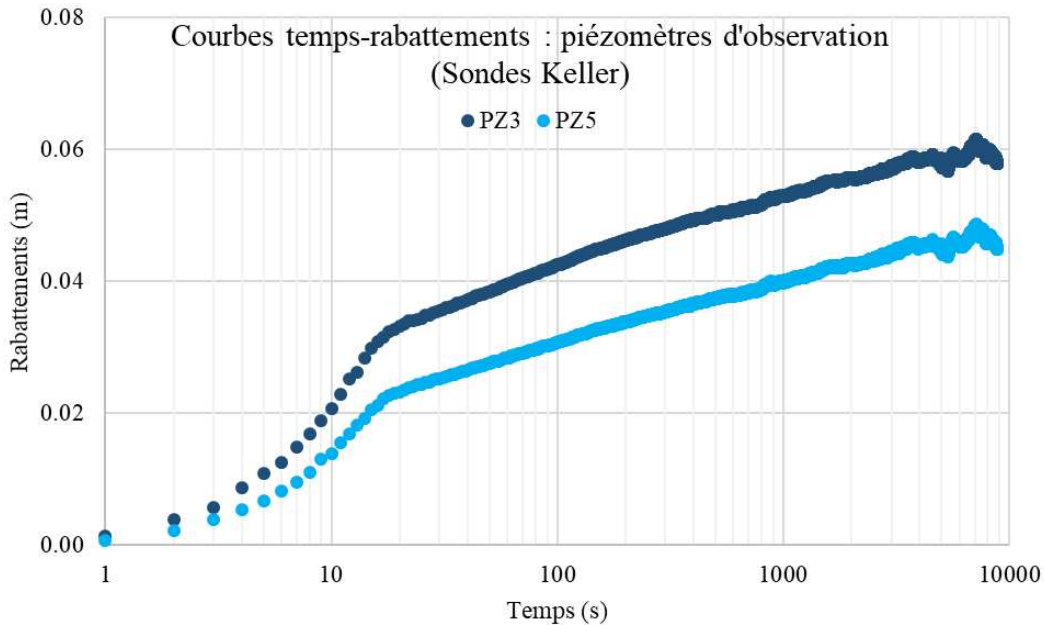


Figure III. 25. Evolution des rabattements S (m) en fonction du logarithme du temps (s) dans les piézomètres d'observation PZ3 et PZ5.

Ces deux phases sont moins évidentes à distinguer sur les données des sondes Diver (**Figure III. 26**) qui ont été installées dans les piézomètres PZ1 et PZ7. La précision et le pas de temps de mesure choisis influencent beaucoup la qualité des données.

A la fin du pompage, nous observons des instabilités sur les rabattements aux piézomètres d'observation et au puits, dues à une légère diminution du débit de pompage passant de 11.5 l/s à 8.5 l/s.

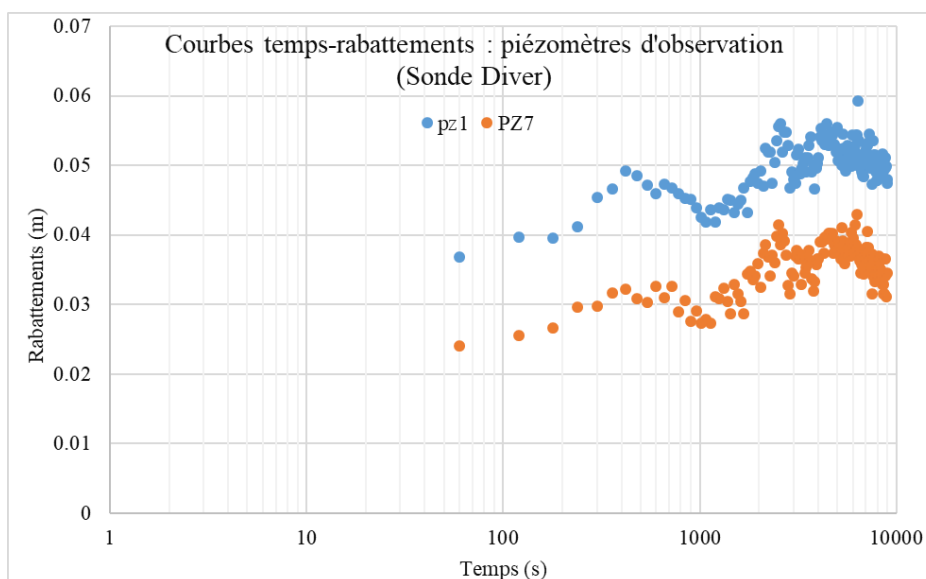


Figure III. 26. Evolution des rabattements S (m) en fonction du logarithme du temps (s) dans les piézomètres d'observation PZ1 et PZ7.

La réponse des niveaux piézométriques au pompage est faible mais immédiate sur les quatre piézomètres d'observation, aussi bien sur ceux à 10 m du puits (PZ3, PZ5) que ceux situés à 20 m du puits (PZ7, PZ1). Cela laisse supposer que le milieu est très diffusif (T/S) avec une importante transmissivité et un faible coefficient d'emmagasinement.

Les rabattements observés au puits ne semblent pas non plus affectés par un « effet réservoir » de ce dernier (*wellbore storage* dans la littérature) et ce pour deux raisons : 1) réponse immédiate sur les piézomètres au début de l'essai ; 2) on n'observe pas une pente de type 1 : 1 au début du pompage en échelle log-log (Kruseman and Ridder, 1994), comme l'illustre la **Figure III. 27.**

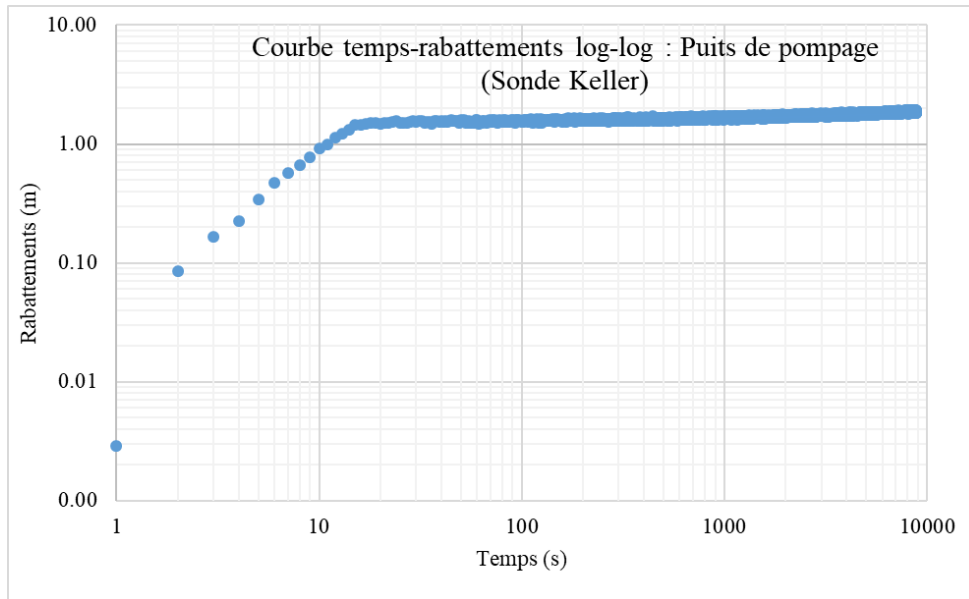


Figure III. 27. Représentation log-log de la courbe temps-rabattement du puits.

Les résultats d'interprétation des courbes temps-rabattements aux piézomètres PZ3 et PZ5 avec le modèle de Theis (1935) sur AQTESOLV sont montrés dans les Figure III. 28 et Figure III. 29, respectivement.

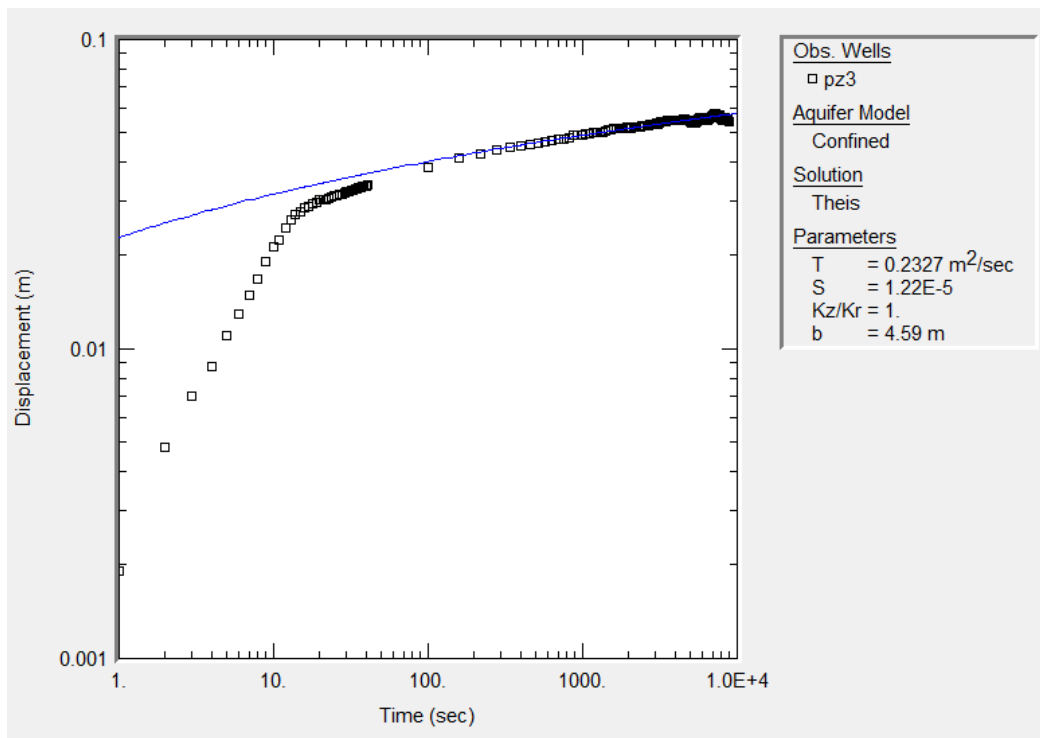


Figure III. 28. Interprétation des rabattements en m (displacement) en fonction du temps en s (time) au PZ3 avec le modèle de Theis (1935) sur AQTESOLV.

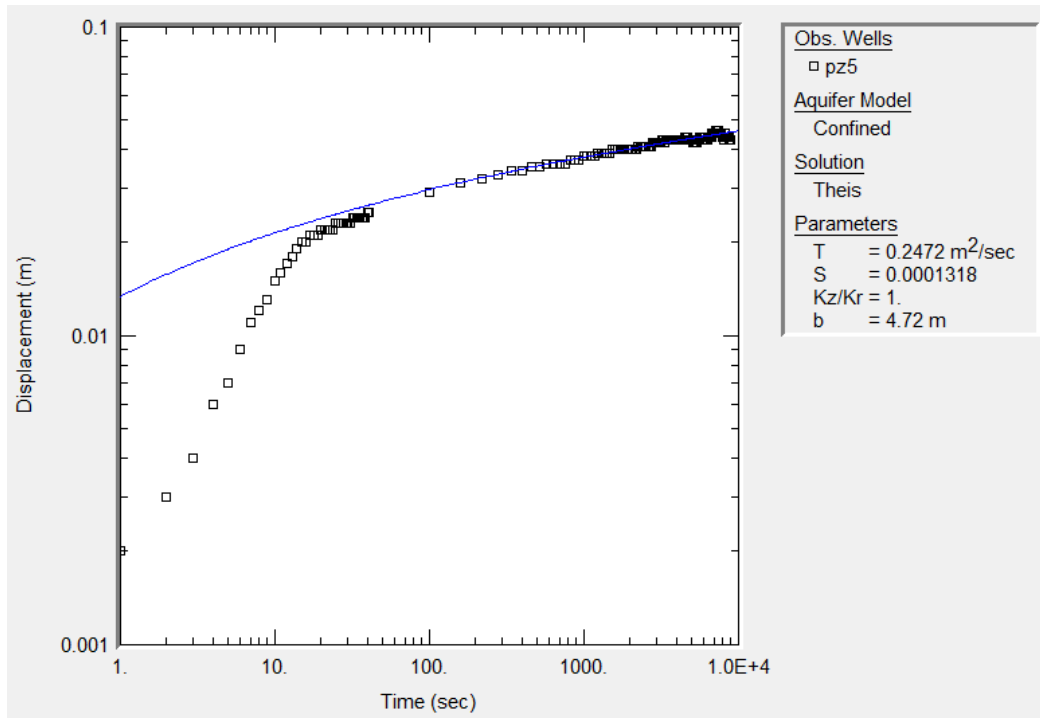


Figure III. 29. Interprétation des rabattements en m (displacement) au PZ5 en fonction du temps en s (time) avec le modèle de Theis (1935) sur AQTESOLV.

Les paramètres hydrodynamiques obtenus sont synthétisés dans le **Tableau III. 5**.

Tableau III. 5. Synthèse des paramètres hydrodynamiques *T* et *S* interprétés par le modèle de Theis (1935).

Theis (1935)	PZ3	PZ5
Transmissivité <i>T</i> (m ² /s)	2.3×10^{-1}	2.4×10^{-1}
Conductivité hydraulique <i>K</i> (m/s)	5.01×10^{-2}	5.08×10^{-2}
Coefficient d'emmagasinement <i>S</i>	1.2×10^{-5}	1.3×10^{-4}

Une transmissivité similaire est interprétée pour les deux piézomètres. Le coefficient d'emmagasinement est inférieur au PZ3 par rapport au PZ5 d'un facteur 10. Le PZ3 est donc plus « connecté » au puits que le PZ5. L'emmagasinement d'un aquifère libre varie généralement entre 10^{-2} et 0.3 et entre 5×10^{-3} et 5×10^{-5} pour un aquifère captif d'après Freeze et Cherry, (1979). Nous pouvons donc considérer la nappe alluviale à Port-Douvot comme captive, selon le modèle de Theis (1935). Ces résultats sont en accord avec la forte diffusivité du milieu ($T \gg S$).

Les valeurs de conductivités hydrauliques K déduites de T ($K = T / e$, e épaisseur de la nappe) sont de l'ordre de 5×10^{-2} m/s et sont cohérentes avec des sédiments constitués de graviers selon (Domenico and Schwartz, 1998).

Il est à noter que le modèle de Theis (1935) repose sur des hypothèses d'homogénéité. Or notre milieu, comme en témoignent la carotte de sédiments et le profil ERT, n'est pas homogène.

L'étude de Reilé, (2017) a déterminé une conductivité hydraulique de 1.96×10^{-3} m/s et un coefficient d'emménagement de 5.7×10^{-3} , sur la nappe alluviale du Doubs au nord de la station de Port-Douvot. Nos résultats sont donc cohérents et représentatifs des valeurs rencontrées sur la nappe alluviale du Doubs.

3.4 Détermination ponctuelle des flux souterrains au sein de la nappe alluviale

Différents tests de traçages au sel ont été réalisés à Port-Douvot, cette méthode a l'avantage d'être simple à mettre en place sur le terrain. Le but de cette expérimentation est d'obtenir une valeur de flux (m/s) à partir des courbes de restitution du traceur (NaCl) en fonction du temps.

L'évolution de la conductivité électrique EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$) en fonction du temps pour les différents tests menés, est présentée dans la **Figure III. 30**. Le pic d'EC correspond à la l'injection et à l'homogénéisation de la masse de sel préalablement dissoute (2 kg) dans la colonne d'eau du piézomètre.

Ces traçages sont réalisés en conditions naturelles. La durée de l'injection est de moins d'une minute à chaque fois, elle peut donc être considérée comme instantanée par rapport à la durée totale de chaque traçage.

Les tests de dilution sont réalisés à des périodes différentes pendant lesquelles les conditions hydrologiques ne sont pas les mêmes. Pour chaque traçage, le débit Q du Doubs à Besançon (module de 101 m^3/s) est de :

→ Hautes-eaux (02/07-06/07/2021) : $Q_{\text{Doubs}} = 122.3 \pm 22.2 \text{ m}^3/\text{s}$ (tests aux PZ5 et PZ1)

→ Basses-eaux (21/04-22/04/2022) : $Q_{\text{Doubs}} = 40.7 \pm 4.2 \text{ m}^3/\text{s}$ (test au PZ3)

→ Hautes-eaux (15/03-16/03/2023) : $Q_{\text{Doubs}} = 276.0 \pm 33.2 \text{ m}^3/\text{s}$ (test au PZ7).

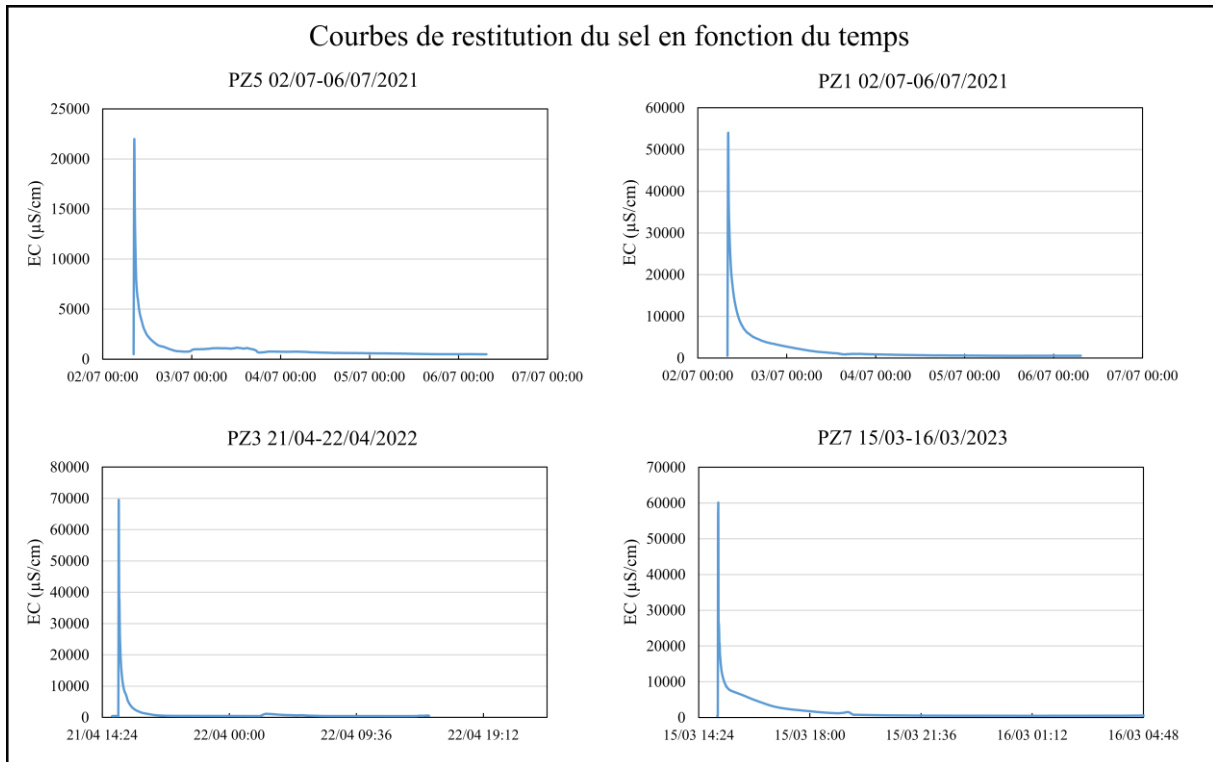


Figure III. 30. Courbes d'évolution de la conductivité électrique ($\mu\text{S/cm}$) au cours du temps (min) dans les piézomètres PZ5, PZ1, PZ3 et PZ7 (données issues des CTD-Diver SDEC).

Les tests effectués en juillet 2021 et mars 2023 se déroulent donc en conditions de hautes-eaux, ce qui se voit de par la hauteur d'eau présente dans ces piézomètres (PZ5, PZ1, PZ7) qui varie entre 4.9 m et 6.3 m (**Tableau III. 6**). Le test réalisé en avril 2022 a lieu en conditions de basses eaux avec une hauteur de nappe de 3.9 m en PZ3.

Avec les dimensions des piézomètres, les hauteurs d'eau, les volumes de dilution (bidon + ouvrage), la valeur de EC mesurée au pic d'injection, permettant de déterminer la concentration initiale C_0 (g/l) de NaCl, sont synthétisés dans le **Tableau III. 6**.

Tableau III. 6. Synthèse des données expérimentales nécessaires à l'interprétation de chaque traçage : la hauteur d'eau (m) dans l'ouvrage testé, le volume de dilution total (l), l'EC au pic d'injection ($\mu\text{S/cm}$, valeur corrigée), la concentration initiale C_0 de NaCl et l'équation de la droite de calibration pour convertir l'EC corrigée à la concentration de NaCl $C(t)$.

Ouvrage testé	Date	Hauteur d'eau dans le forage	Volume de dilution total	EC max au pic d'injection	Concentration initiale (C_0)	Relation entre $C(t)$ et EC corrigée
Unités	-	(m)	(l)	($\mu\text{S/cm}$)	(g/l)	-
PZ1	02-06/07/21	5.36	31.4	52237	63.7	$C(t)=0.0012EC-0.7$
PZ5	02-06/07/21	4.99	30.6	21041	65.4	$C(t)=0.0032EC-1.6$
PZ3	21-22/04/22	3.9	28.3	68350	70.7	$C(t)=0.001EC-048$
PZ7	15-16/03/23	6.34	23.5	59430	85.3	$C(t)=0.0014EC-0.65$

Le pic de conductivité électrique EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$) mesuré par la sonde CTD-Diver correspond à la concentration initiale C_0 qui décroît au cours du temps. La sonde est installée avant le début du traçage, ce qui permet d'avoir une estimation de la valeur d'EC avant injection ($EC_{\text{background}}$).

Nous prendrons pour exemple le traçage réalisé en PZ1. Juste avant l'injection, le volume d'eau dans le PZ1 est de 11.4 l. 2000 g de NaCl ont été préalablement dissous dans un bidon de 20 l, le volume de dilution total est donc de 31.4 l, C_0 est donc de 63.7 g/l. De même, avant injection, l'EC de la nappe en PZ1 est de 571 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et de 52 808 $\mu\text{S}/\text{cm}$ au pic d'injection (début du traçage). Par différence, l'augmentation d'EC induite par injection du traceur est de 52 237 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Cette information permet de tracer une courbe de calibration afin de convertir la conductivité électrique EC corrigée par $EC_{\text{background}}$, en concentration de NaCl.

La relation linéaire suivante est obtenue : $C(t) = 0.0012 \times EC_{\text{corrigée}} - 0.7$ (**Tableau III. 6**).

La courbe de $\text{Ln}(C_t/C_0)$ en fonction du temps $t(\text{s})$ est donc tracée et montre une tendance linéaire dans le temps, tout comme les autres courbes qui ont été traitées suivant cette même procédure (**Figure III. 31**). Seul le traçage en PZ1 montre une tendance moins linéaire, ce qui pourrait être dû aux conditions moins stables de hautes-eaux. Le PZ1 étant le piézomètre le plus proche de la rivière (à 20 m du Doubs contre 50 m pour le PZ5), nous pouvons supposer que d'autres processus comme des infiltrations rivière > nappe peuvent perturber l'écoulement supposé laminaire dans l'aquifère.

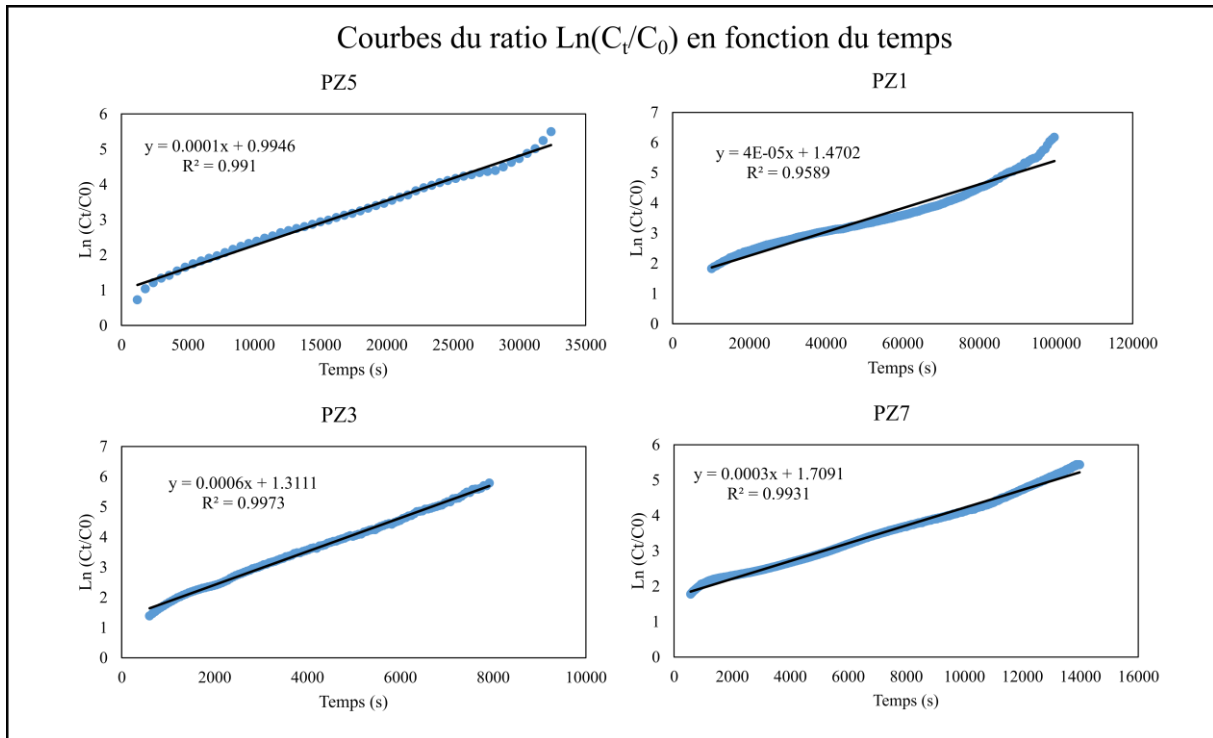


Figure III. 31. Courbes $\text{Ln}(C_t/C_0)$ en fonction du temps (s).

Si la relation $\text{Ln}(C_t/C_0)$ montre une tendance linéaire, alors la pente de cette droite de régression est proportionnelle à la vitesse apparente V_a . Cette vitesse a donc été calculée pour chaque traçage et est donnée dans le **Tableau III. 7**. V_a étant le flux apparent dans le forage et V_d le flux de Darcy (le flux dans l'aquifère).

Tableau III. 7. Synthèse des vitesses interprétées pour chaque test de dilution ponctuel.

Ouvrage	Flux apparent V_a (m/s)	Flux de Darcy V_d (m/s)	V_d (m/j)
PZ5	4.08×10^{-6}	2.04×10^{-6}	0.18
PZ1	1.63×10^{-6}	8.17×10^{-7}	0.07
PZ3	2.45×10^{-5}	1.23×10^{-5}	1.06
PZ7	1.23×10^{-5}	6.13×10^{-6}	0.53

V_d est estimé par l'utilisation du coefficient de distorsion α tenant compte de la déformation de l'écoulement provoquée par la présence du forage dans l'aquifère (Piccinini et al., 2016).

Ainsi, les flux obtenus pour les ouvrages testés varient de 1.23×10^{-5} m/s à 8.17×10^{-7} m/s (soit entre 1.06 m/j et 0.07 m/j).

Les vitesses de circulation en nappes alluviales peuvent être a priori très larges, comme le montrent les valeurs issues d'autres études en milieu alluvial (**Tableau III. 8**).

Tableau III. 8. Vitesses de circulation de nappes alluviales (en m/j et en m/s) issues de la littérature avec la source de l'étude, le type d'aquifère et les flux collectés.

Source	Aquifère & Alluvions	Flux (m/j)	Flux (m/s)
(Piccinini et al., 2016)	Plaine alluviale vénitienne (Italie) Graviers, sables intercalés d'argiles/limons	0.022 à 1.18	2.53×10^{-7} à 1.37×10^{-5}
(Jamin et Brouyère, 2018)	Plaine alluviale de la Meuse (Belgique) Limos/lentilles d'argiles, sables/graviers/galets (20 cm)	0.35 à 380	4.05×10^{-6} à 4.40×10^{-3}
(Perzan et Chapin, 2023)	Plaine alluviale, Wyoming (E.U.) Sables et graviers très perméables (Paradis et al., 2022)	0.29	3.36×10^{-6}
(Karlović et al., 2022)	Vallée alluviale de la Drava (Croatie) Sables et graviers/lentilles d'argiles, limons	0.1 à 3	1.16×10^{-6} à 3.47×10^{-5}

Parmi ces études, les flux les plus importants ont été déterminés par Jamin et Brouyère, (2018). Les auteurs expliquent que ces valeurs sont dues à une conductivité hydraulique importante ($\sim 10^{-2}$ m/s) du fait de la présence de galets grossiers et du gradient imposé par la rivière. Dans notre cas à Port-Douvot, le gradient du Doubs le long du site est négligeable car nous sommes situés dans la plaine d'inondation. Les fortes conductivités hydrauliques que nous avons déterminées (5×10^{-2} m/s) sont donc bien corrélées à la présence d'alluvions grossières.

Par ailleurs, le flux le plus important est mesuré en condition de basses-eaux (traçage en PZ3). Dans ces conditions, le débit du Doubs est de $40.7 \text{ m}^3/\text{s}$ et le toit de la nappe en PZ3 se situe à 4.44 m de profondeur par rapport au sol. Lorsque ce débit est à $122 \text{ m}^3/\text{s}$, le toit de la nappe se trouve à 4.0 m de profondeur en PZ1. Les vitesses plus faibles correspondent au test en PZ1, lorsque le toit de la nappe alluviale se situe dans les argiles/limons sableux situés sur les quatre premiers mètres du sous-sol.

3.5 Distribution verticale des flux souterrains

3.5.1 Distribution verticale des flux par mesures DTS RAMAN

Nous présentons ici les résultats obtenus selon le dispositif expérimental qui est décrit dans la **Figure III. 16**, pour les mesures DTS sur la ligne perpendiculaire et parallèle au Doubs.

La **Figure III. 32** montre la distribution de la température (°C) le long du câble de FO pour les lignes perpendiculaire et parallèle au Doubs. Elle permet de vérifier la position des portions de fibre optique (FO) transitant dans les bacs de référence et dans la zone-saturée de la nappe au niveau des différents ouvrages. Pour chaque ligne, la température de la FO est montrée pour un instant t avant que le heatpulse ne chauffe la FO (*avant chauffe*) et à un instant t_{+x} pendant que le heatpulse chauffe le câble de FO (*pendant chauffe*).

Au niveau des PZ5 et PZ6, qui sont respectivement les points de FO chauffés par le heatpulse, sur la ligne perpendiculaire et la ligne parallèle au Doubs ; la différence de température est clairement visible, *avant et pendant la chauffe*.

Certaines portions de la FO apparaissent plus froides pendant la chauffe qu'avant la chauffe, en raison des écarts de température diurnes/nocturnes auxquelles les portions de FO situées près de la surface du sol sont soumises. Une grande portion du câble FO n'est d'ailleurs pas utilisée, toutes les portions situées hors de la zone-saturée ne sont pas interprétables en termes de flux q .

Les portions de la FO traversant les bacs de référence (glace et ambiant) sont nettement visibles en début de ligne. La FO dans la glace affiche bien une température de $\sim 0^{\circ}\text{C}$; elle permet de s'assurer de la calibration de la température pour la paramétrisation interne du DTS.

L'image obtenue est symétrique car la lumière laser envoyée dans la FO par l'unité DTS fait un aller-retour (configuration en *double-ended* avec un *splice* en bout de ligne).

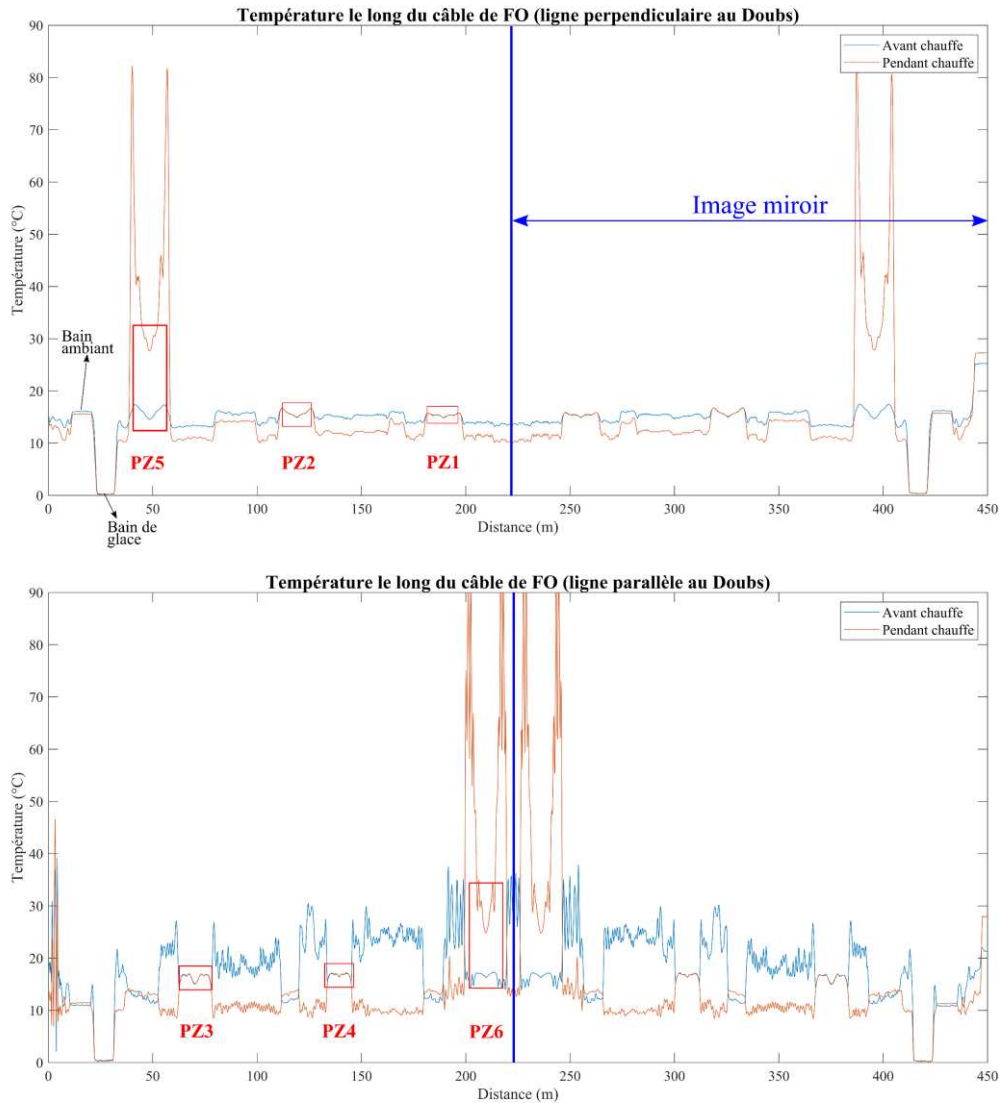


Figure III. 32. Evolution de la température (°C) le long du câble de FO en fonction de la distance (m), pour les lignes perpendiculaire et parallèle au Doubs, avant et pendant la chauffe avec le heatpulse.

Nous pouvons à présent comparer l'évolution de la température au sein du câble de FO dans la partie saturée de la nappe alluviale, pour les deux puits PZ5 et PZ6 chauffés par le heatpulse.

La **Figure III. 33** montre l'évolution de la variation de température ΔT (°C) en fonction du logarithme du temps (s), en un point la FO situé dans la zone-saturée de la nappe, au niveau de PZ5 et PZ6.

A PZ5, seules les deux premières phases sont observées : 1) la température augmente très vite par emmagasinement de la chaleur dans le câble de FO, 2) le phénomène de conduction contrôle le transfert de chaleur entre la FO et le milieu poreux saturé.

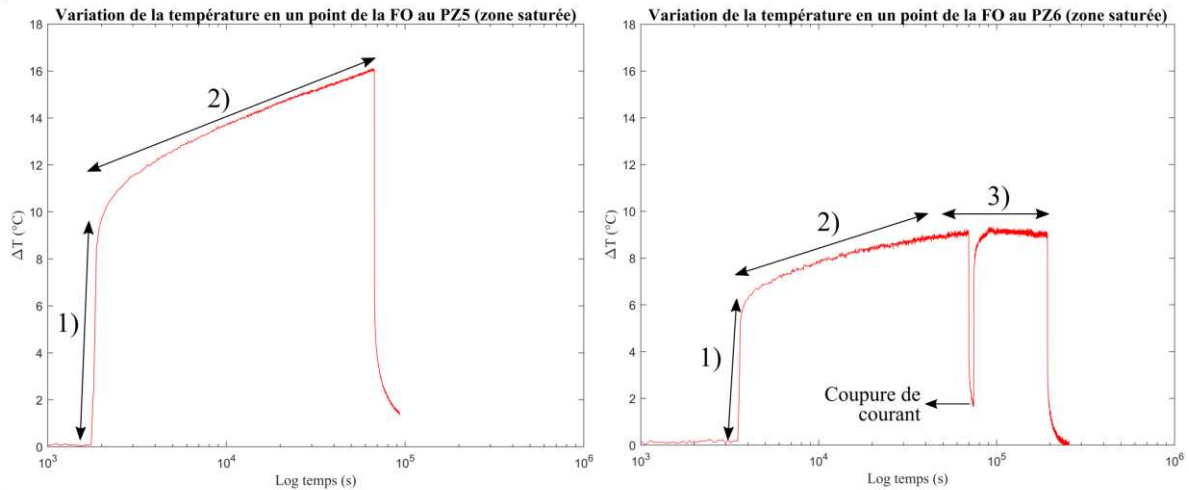


Figure III. 33. Variations de la température ΔT ($^{\circ}\text{C}$) en un point du câble de FO au cours du temps (s), au droit du PZ5 (conditions naturelles) et au droit du PZ6 (conditions de pompage). Les trois phases typiques sont indiquées. Les mesures DTS sur la FO à PZ5 ont été marquées par une brève coupure de courant

La phase d'advection n'est pas observée en PZ5, il n'est donc pas possible de déterminer un flux. Il est probable que le flux et/ou le temps de chauffe ait été insuffisant pour observer une phase de stabilisation. Par ailleurs, la puissance de 14 W/m est potentiellement trop forte et rend la phase convective trop longue.

A PZ6, la 3^{ème} phase correspondant à la dissipation de la chaleur par le flux souterrain est observée. Elle se traduit par un plateau avec $\Delta T \approx 0^{\circ}\text{C}$. La température du plateau est de 8.9°C , obtenue au bout de 25h de chauffe par le Heatpulse à 9 W/m. Le pompage permet d'amplifier le phénomène d'advection. Le flux dans la nappe alluviale, augmenté par le pompage, permet une dissipation suffisante de la chaleur au bout de 25 h de chauffe en continu. Le plateau ΔT peut alors être exploité pour déterminer la valeur du flux q (m/s).

Suivant le protocole donné par Simon et Bour (2022), l'étape suivante consiste à déterminer les conductivités thermiques λ (W/m/K) qui sont nécessaires pour appliquer le modèle MILS.

La distribution de la conductivité thermique λ (W/m/K) est illustrée par la **Figure III. 34**, pour la portion de FO immergée dans la zone saturée de la nappe, au niveau de PZ6.

Les conductivités thermiques varient de 1.14 W/m/K au fond du PZ6 (Distance = 48.5m) jusqu'à 0.34 W/m/K en remontant vers la surface. Selon Stauffer et al., (2013), la conductivité thermique λ de l'eau varie entre 0.57 W/m/K et 0.61 W/m/K (sur une gamme de température allant de 5°C à 30°C).

Nous pouvons donc considérer que toute la portion de la FO dont $\lambda < 0.6$ W/m/K, correspond à la zone non-saturée (mélange de particules solides et d'air) et n'est donc pas interprétée.

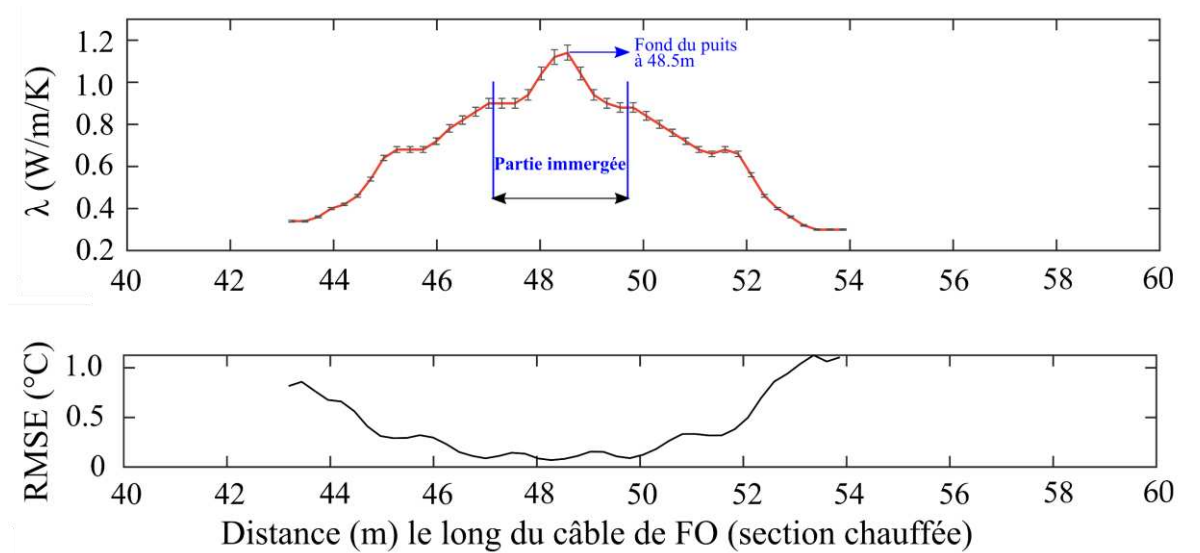


Figure III. 34. Distribution de la conductivité thermique λ (W/m/K) interprétée le long du câble de FO sur la section chauffée, en fonction de la distance (m), au niveau du PZ6 ainsi que la RMSE (°C).

Les gammes de variations de λ sont données pour différents types de sédiments que nous pouvons rencontrer en milieu alluvial (**Tableau III. 9**).

Tableau III. 9. Gammes de conductivités thermiques λ typiques pour différents types de sédiments, d'après Stauffer et al., (2013).

Lithologie	Conductivité thermique λ (W/m/K)
Sables secs	0.3 à 0.8
Sables saturés	1.5 à 4.0
Graviers secs	0.4 à 0.5
Graviers saturés	1.6 à 2.0
Argiles, « siltstone »	1.1 à 3.5

Au moment des mesures DTS, réalisées du 04/10/21 au 15/10/21, le toit de la nappe alluviale est situé à 4.72 m de profondeur par rapport à la surface du sol. La ZS est caractérisée par des valeurs de conductivité thermique de 1.14 W/m/K à 0.9 W/m/K depuis le fond du puits vers le toit de la nappe (**Figure III. 35**). Les valeurs diminuent ensuite pour atteindre 0.34 W/m/K, caractéristiques d'un milieu non-saturé (**Tableau III. 9**).

Cela est corroboré par les valeurs de la RMSE (**Figure III. 34**) qui diminuent avec l'augmentation de λ dans le fond du puits de FO.

Les valeurs de conductivités thermiques λ de la littérature dans le cas de nappes alluviales sont comprises entre 1.17 et 3.0 W/m/K (Fossoul et al., 2011 ; Wildemeersch et al., 2014 ; Schaper et al., 2022). Les valeurs de λ de notre étude sont donc un peu faibles en comparaison.

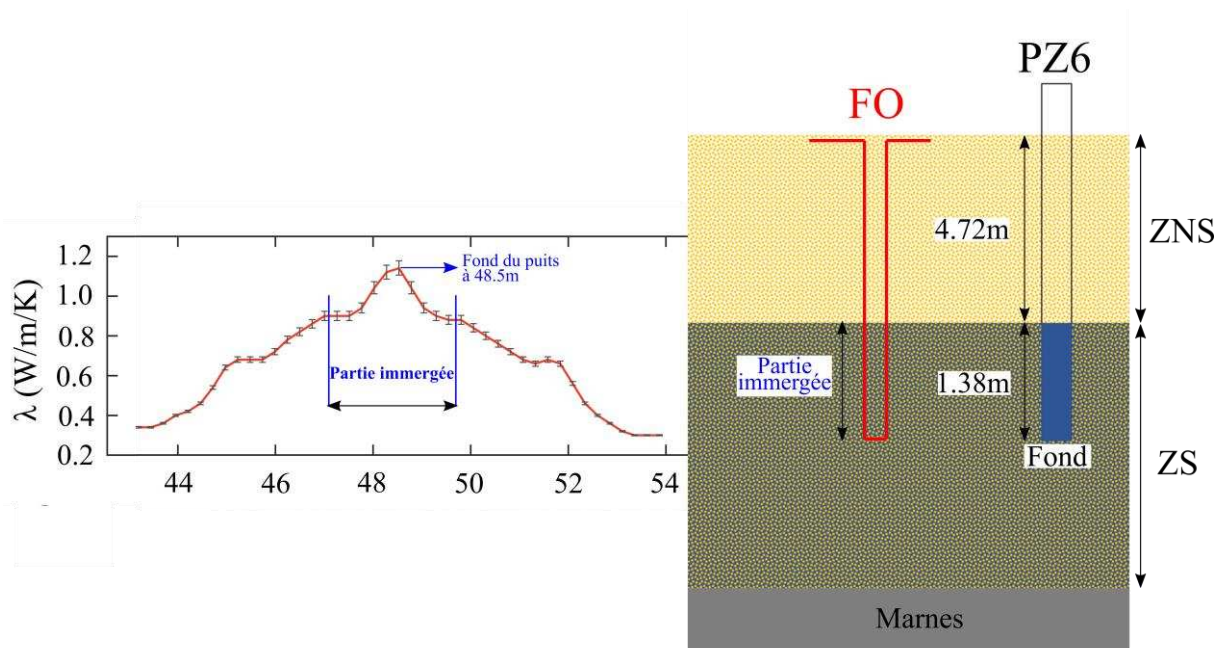


Figure III. 35. Portion de la FO au droit du PZ6 qui traverse la ZNS et la ZS, se traduisant par une augmentation de la conductivité thermique λ (W/m/K) avec la profondeur.

Après application du modèle MILS avec les gammes de λ précédemment déterminées, nous obtenons la distribution des flux q (m/s) le long du câble de FO, ce qui est présenté sur la **Figure III. 36**. La gamme de flux obtenue varie ainsi de 2×10^{-6} m/s à 4.1×10^{-6} m/s (soit de 0.17 à 0.35 m/j), augmentant depuis la surface vers la profondeur.

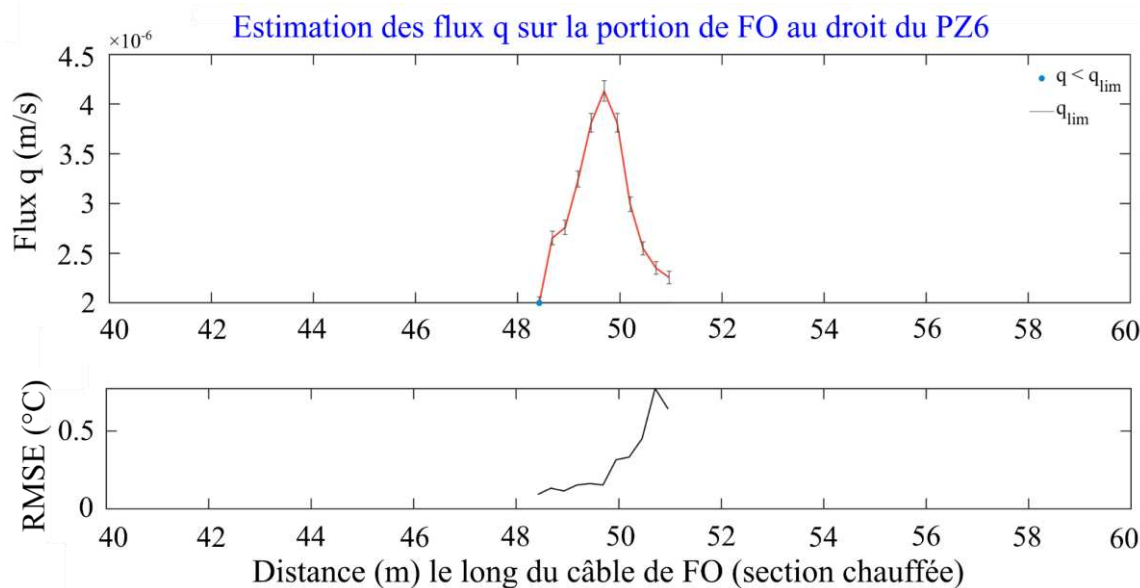


Figure III. 36. Distribution des flux q (m/s) interprétés le long du câble de FO immergé au niveau du PZ6, en fonction de la distance (m) ainsi que la RMSE (°C).

Ces valeurs de flux q sont valables pour ces conditions hydrologiques, qui sont des conditions de basses-eaux et de pompage dans le puits situé à 30 m du PZ6. Elles sont cohérentes avec les résultats des tests de dilution ponctuelle et avec les valeurs issues de la littérature (**Tableau III. 8**).

La carotte d'alluvions montre une proportion d'éléments grossiers (galets, graviers) qui augmente avec la profondeur. Les flux que nous déterminons sont plus faibles que ceux trouvés Wildemeersch et al., (2014) dans les mêmes conditions. Ils trouvent une valeur de 2.8×10^{-4} m/s en surface (24.2 m/j) et de 3.3×10^{-3} m/s (285.1 m/j) en profondeur. Cela peut être dû au faible gradient qui caractérise la nappe alluviale à Port-Douvot. En effet, le gradient hydraulique fait partie des facteurs prévalents de l'intensité des flux souterrains (Zektser and Loaiciga, 1993).

L'une des principales limites rencontrées sur cette première campagne de mesure DTS est que les piézomètres et donc les puits de FO, ne recourent pas toute l'épaisseur de la nappe alluviale. De plus, la résolution spatiale du XT DTS étant d'environ 0.5 m, cela contraint le nombre de points de mesures disponibles sur la FO, s'agissant d'une nappe peu épaisse.

C'est ce qui a motivé la mise en place de 5 nouveaux puits de FO et l'implantation de 2 nouveaux piézomètres (PZ7 et PZ8), creusés jusqu'aux marnes, dans le but de réaliser une seconde campagne de mesures.

3.5.2 Distribution verticale des flux par mesures DTS BRILLOUIN

Nous présentons ici les résultats obtenus selon le dispositif expérimental qui est décrit dans la **Figure III. 17**, pour les mesures DTS sur la ligne parallèle Doubs. Ces mesures ont concerné la nouvelle ligne de FO (dans l'axe de PZ7-PZ8), située dans l'axe des écoulements souterrains.

La **Figure III. 37** montre ainsi l'évolution de la température (°C) en fonction du logarithme du temps (min) pour les trois puits de FO centraux chauffés par le heatpulse (puits 2, 3 et 4), à la puissance de 9 W/m, ainsi que pour les puits de FO non-chauffés (puits 1 et 5).

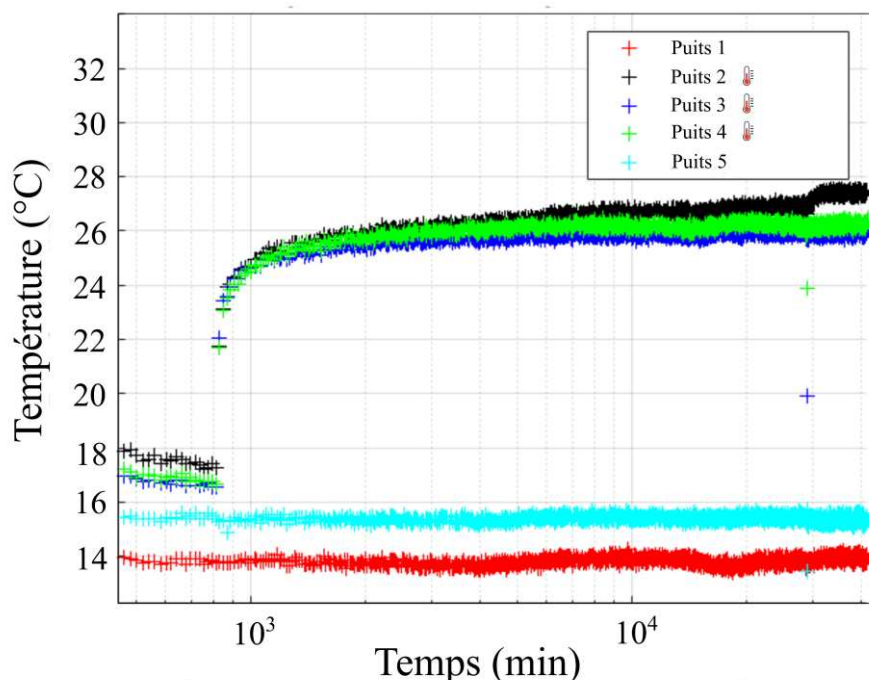


Figure III. 37. Courbes d'évolution de la température (°C) en fonction du temps (min) pour les 5 puits de FO dans la nappe alluviale, issues du DITEST.

L'évolution de la température en fonction du temps pour les trois fibres chauffées montrent bien les trois phases attendues : 1) une forte augmentation de la température au début de l'acquisition, 2) un changement de pente à mi-temps, 3) une stabilisation des températures sur les temps longs. Les puits 1 et 5 utilisés comme témoins, leur température est stable tout le long de l'acquisition.

Tout comme pour l'acquisition RAMAN, nous utilisons la phase dominée par la conduction pour déterminer la distribution des conductivités thermiques λ (W/m/K) le long des câbles de FO dans les puits 2, 3 et 4. La **Figure III. 38** montre ainsi la distribution de λ en fonction de la distance en partant du fond du puits de FO (fond = 0 m sur l'axe des abscisses).

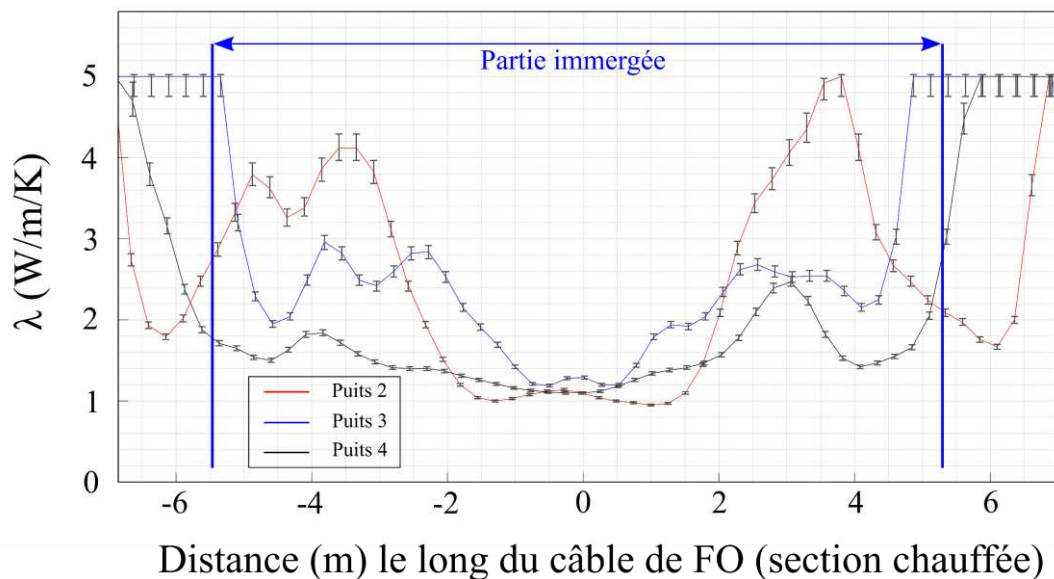


Figure III. 38. Distribution de la conductivité thermique λ (W/m/K) le long du câble de FO situé dans la nappe alluviale pour les 3 puits de FO chauffés par le heatpulse. La section immergée du câble est précisée.

Au cours de cette campagne (du 03/04 au 06/04/23), la profondeur du toit de la nappe alluviale est de 3.77 m par rapport au sol, la hauteur de la zone saturée est de 5.7 m aux PZ7 et PZ8. Par conséquent, en partant du point Distance = 0 m sur la **Figure III. 38**, nous avons 5.7 m de FO de chaque côté (symétrie sur la figure car la FO descend puis remonte dans le sol).

Au fond des puits de FO 2, 3 et 4, la conductivité thermique λ moyenne est de 1.08 W/m/K, 1.23 W/m/K et 1.12 W/m/K, respectivement. Nous observons un pic de conductivité thermique entre -3.5 m et -4 m sur les puits 2, 3 et 4 avec des valeurs de 4.12 W/m/K, 2.96 W/m/K et 1.84 W/m/K, respectivement. Cette variation de λ correspond à la transition entre les argiles sableuses plus compactes et les alluvions grossières que nous avons observées sur la carotte (**Figure III. 20**).

Les flux q (m/s) le long du câble de FO aux puits 2, 3 et 4 sont calculés par application du modèle MILS (**Figure III. 39**). Ils varient entre 2×10^{-7} m/s et 6×10^{-7} m/s (soit en 0.02 m/j et 0.05 m/j). Les flux q les plus forts correspondent aux conductivités thermiques les plus élevées.

Pour cette expérimentation, le site est en condition de hautes-eaux ; une partie des écoulements a donc lieu dans les argiles sableuses. Les flux plus faibles que pour l'expérimentation RAMAN sont cohérents avec les données des tests de dilution ponctuels (**Tableau III. 7**).

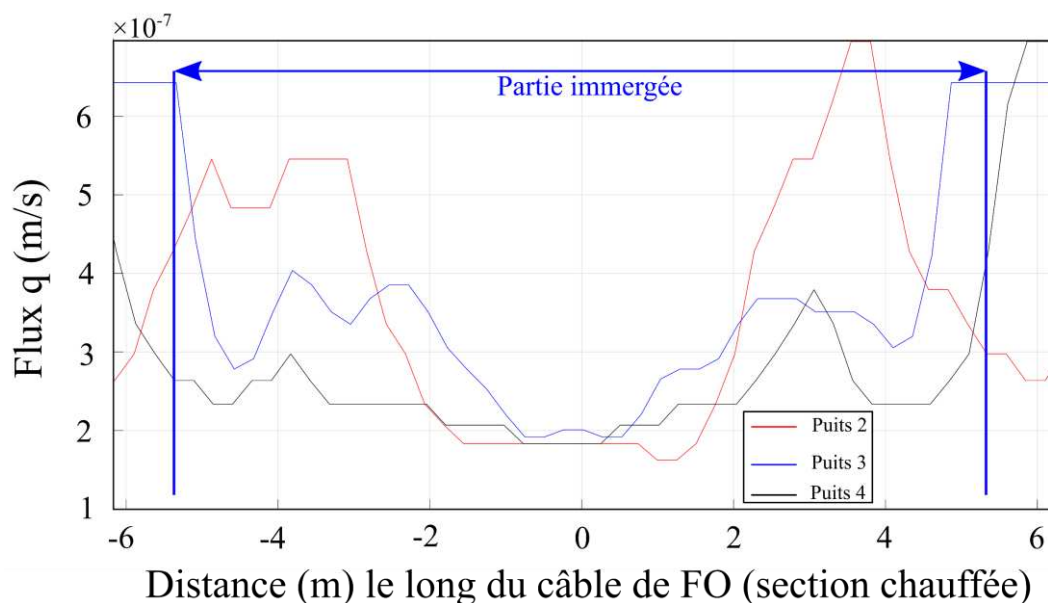


Figure III. 39. Distribution des flux q (m/s) interprétés par le modèle MILS, le long du câble de FO immergé dans la zone-saturée de la nappe alluviale, pour les puits de FO 2-3-4.

En hautes-eaux, une partie des écoulements circule moins rapidement dans des alluvions à granulométrie plus fine (sables fins, argiles et limons). En période de basses-eaux, quand le toit de la nappe se situe dans les alluvions plus grossières (graviers/galets décimétriques), les flux sont presque dix fois plus importants.

Les deux facteurs majeurs contrôlant les flux souterrains dans la nappe alluviale sur le site de Port-Douvot sont donc : 1) les hétérogénéités physiques/granulométriques du milieu et 2) les conditions hydrologiques variables d'une période de mesure à une autre.

4. Bilan et perspectives

Les essais de pompage et les tests de dilution ponctuels au NaCl permettent une caractérisation des paramètres hydrodynamiques à l'échelle de l'aquifère alluvial. Les carottes et les profils ERT permettent d'imager les hétérogénéités du point de vue de la structure et de la granulométrie des sédiments. Enfin, les mesures DTS permettent de démontrer une hétérogénéité du milieu fondée sur ses propriétés de transport (le flux).

Les essais de pompage montrent ainsi que l'aquifère est très transmissif malgré la faible épaisseur des alluvions (~ 5 m). La conductivité hydraulique K de 5×10^{-2} m/s est caractéristique du niveau constitué par les graviers et galets grossiers retrouvés entre 4.5 et 9.5 m de profondeur. Les coefficients d'emmagasinement situés entre 10^{-4} et 10^{-5} montrent que la nappe alluviale est captive au niveau du site de Port-Douvot.

Pour améliorer nos résultats, il serait donc nécessaire de réaliser un essai de pompage avec un débit de $40 \text{ m}^3/\text{h}$ sur une durée d'au moins 48 h afin de consolider les propriétés hydrodynamiques déterminées avec le pompage de 2h30. Cela nous permettrait également d'observer le potentiel impact de la limite rivière (le Doubs) sur l'évolution des niveaux piézométriques au puits.

Tableau III. 10. Tableau récapitulatif de l'ensemble des flux q (m/s) mesurés à Port-Douvot.

Méthode	Min – Max (m/s)	Min – Max (m/jour)
Traçage au sel	$8 \times 10^{-7} - 1.2 \times 10^{-5}$	0.07 – 1.04
Mesures DTS	$2 \times 10^{-7} - 4 \times 10^{-6}$	0.02 – 0.35

En ce qui concerne les mesures DTS, les deux dispositifs utilisés (le XT DTS et le DITEST), fournissent des résultats cohérents et interprétables par application du modèle MILS. La méthode DTS est très intéressante du point de vue de la résolution spatiale car elle permet de descendre à l'échelle des alluvions là où un traçage classique nous aurait donné une valeur unique de transit pour l'ensemble de l'aquifère. Les valeurs de flux obtenues par différentes méthodes (**Tableau III. 10**), semblent cohérentes avec l'hétérogénéité du milieu et les conditions hydrologiques. Néanmoins une mesure tous les 0.5 m pour une colonne d'eau de seulement 5 m ne permet pas une résolution assez fine pour imaginer toute l'hétérogénéité verticale des alluvions.

Une première perspective serait d'améliorer le dispositif afin de pouvoir augmenter la résolution et descendre à l'échelle centimétrique. La mesure de la rétrodiffusion Rayleigh pourrait permettre d'aller dans ce sens. Cependant les unités DTS détectant ce type de signal (*Luna*) ont besoin de fonctionner dans des conditions expérimentales stables. Le matériel devra donc être adapté aux conditions de terrain.

De plus, les mesures DTS que nous avons réalisées sont ponctuelles. Une autre piste pourrait être la réalisation d'injections de chaleur directement dans l'aquifère (Wildemeersch et al., 2014 ; Klepikova et al., 2016 ; Sarris et al., 2018) afin d'observer le mouvement et la dispersion de la chaleur dans ce dernier, avec un suivi de la température sur l'ensemble des ouvrages. L'orientation des piézomètres sur le site de Port-Douvot (une ligne transversale et longitudinale) est idéale pour la caractérisation de la dispersion de la chaleur dans les différents axes d'écoulement souterrains.

Le développement de ces deux pistes prospectives permettrait d'apporter des réponses quant au transport des contaminants en milieux poreux, crucial dans les nappes alluviales utilisées pour l'alimentation en eau potable.

Conclusion générale

Retour sur les principaux résultats

Le risque de dégradation des hydrosystèmes alluviaux est à relier aux pressions anthropiques qui n'ont cessé de croître depuis ces dernières décennies. La diminution des précipitations efficaces sur le bassin versant et l'augmentation des prélèvements associés aux étés de plus en plus chauds et secs, affectent directement l'état quantitatif actuel de ressource et sa pérennité dans le futur. Par ailleurs, l'hétérogénéité des nappes alluviales et des masses d'eau avec lesquelles elles interagissent sont différemment affectées par les changements globaux, ce qui complexifie le problème. Une approche à différentes échelles permet donc de tenir compte de cette complexité, d'établir un modèle de fonctionnement à minima conceptuel du système et de donner des clés de gestion actuelle et future aux acteurs locaux.

L'approche utilisée pour répondre à ces interrogations a été celle de la modélisation pluie-débit (GARDENIA), au niveau du bassin de l'Allier et de la modélisation numérique (MODFLOW) à l'échelle de la nappe alluviale. L'intérêt majeur des modèles et de pouvoir s'en servir comme outil de gestion voire de planification, en intégrant le changement climatique et les évolutions socio-économiques.

La modélisation de type pluie-débit est établie à partir de données disponibles dans les différentes banques de données météorologiques (Météo-France), hydrologiques (ADES) et géologiques (BSS) et a permis de déterminer le bilan hydrologique du bassin, sur la période de 2000 à 2020. Ainsi, toutes les variables hydrologiques sont en diminution : les précipitations efficaces (-10 mm/an), les débits de l'Allier à Limons (-23 Mm³/an), les niveaux piézométriques de la nappe alluviale à Culhat (-0.04 m/an). En parallèle, les prélèvements effectués directement dans la rivière Allier pour l'irrigation ont augmenté de 0.2 Mm³/an. Ils atteignent des volumes équivalents à ceux exploités en nappe alluviale pour l'eau potable lors des années de sécheresses marquées, comme en 2019 où 18 Mm³ ont été prélevés pour l'irrigation et 21 Mm³ pour l'AEP. Les scénarii climatiques testés sur la période 2030-2070 montrent que cette diminution se poursuit pour atteindre, dans le pire scénario (RCM RegCM4-6 en RCP8.5), des débits inférieurs à 10 m³/s à Limons et des niveaux piézométriques à Culhat qui descendent en moyenne de -0.45 m sous la valeur de référence (2000-2020), en période d'étiage.

Conclusion générale

Parmi les solutions qui pourraient être envisagées figurent l'utilisation de réservoirs artificiels pour l'irrigation. Cependant, le cas du barrage de Naussac montre bien que ce n'est pas une solution sur le long terme. Une solution plus durable consisterait en une modification progressive de l'agriculture régionale par l'implantation de cultures moins gourmandes, avec un système de rotation. Cela permettrait d'alléger grandement la pression sur l'Allier et ses affluents.

A l'échelle du champ captant du Val d'Allier, la modélisation numérique intégrant les nombreuses données acquises sur le terrain (géologiques, géophysiques, hydrodynamiques et hydrochimiques), a permis de contraindre le fonctionnement de la nappe alluviale et de préciser l'impact de différents scénarii de gestion sur l'évolution quantitative de la ressource. Le modèle élaboré sous MODFLOW est d'abord calibré en régime permanent. Il permet dans un premier temps de mieux contraindre les limites hydrogéologiques de la nappe alluviale de l'Allier et de préciser le fonctionnement de cet aquifère en conditions naturelles et d'exploitation. Deux facteurs sont prévalents sur la distribution spatiale des charges hydrauliques : les relations nappe/rivière et les pompages. Le calage du modèle en régime transitoire, sur la période d'observation du 20/02 au 24/02/23, montre qu'en période d'étiage, la recharge de la nappe se fait principalement à partir de la Rivière Allier. Les apports venant des côteaux, mal définis du point de vue de la géologie, fournissent un flux notable dans la partie NE du champ captant. Cette limite devra faire l'objet d'investigations complémentaires. Du point de vue des propriétés hydrodynamiques, la calibration du modèle a mis en évidence des contrastes importants de conductivité hydraulique et d'emménagement S_y . La nappe alluviale est ainsi caractérisée par une conductivité hydraulique moyenne de 6×10^{-3} m/s (variant de 3×10^{-4} m/s à 4×10^{-2} m/s) et d'un S_y moyen de 0.11 (variant de 0.01 à 0.36), typiques d'une nappe libre. Les paléochenaux de l'Allier recreusant le substratum oligocène, ont été identifiés sur plusieurs profils ERT. Ils peuvent constituer des voies préférentielles des écoulements souterrains.

L'impact d'un étiage sévère ($Q_{\text{ALLIER}} = 2 \text{ m}^3/\text{s}$ pendant 2 mois) a été simulé. Il se traduit par une diminution notable du niveau piézométrique en pompage allant jusqu'à -1.4 m. De même, l'impact d'une incision de l'Allier dans son lit de 1 m génère une baisse de la piézométrie pouvant atteindre 3.07 m par rapport aux rabattements atteints actuellement par les pompages.

Enfin l'hétérogénéité du milieu alluvial (à l'échelle métrique et en-dessous) est démontrée par différentes approches combinées (profils ERT, traçages, pompages d'essai, mesures distribuées de températures par fibres optiques et carotte de sédiments), mises en œuvre sur le site

expérimental de Port-Douvot. Cette hétérogénéité peut avoir des conséquences directes sur les vitesses de circulation et donc sur le transport des contaminants. Les profils ERT ont mis en évidence des contrastes de résistivités électriques du sous-sol allant de 100 à 300 ohm/m, correspondant à des variations verticales de la granulométrie. La carotte de 8.4 m d'alluvions a permis d'imager les différents hydrofaciès et d'établir clairement la présence d'une alternance de d'argiles/limons sableux, de sables, de graviers et de galets. Elle montre ainsi une première distinction entre 2 strates : une première qui est argilo-sableuse sur 4.5 m d'épaisseur, surmontant une couche de graviers et galets, sur une épaisseur similaire. L'essai de pompage permet de déduire une conductivité hydraulique de 5×10^{-2} m/s, associé à un hydrofaciès constitué d'éléments grossiers et un coefficient d'emmagasinement variant de 10^{-4} à 10^{-5} , typique d'une nappe captive. Les mesures DTS et les traçages ont permis de définir des flux souterrains q entre 0.02 m/j et 1 m/j environ. Les données montrent que la profondeur du toit de la nappe influe directement sur la valeur des flux. Lorsque la nappe est en conditions de basses-eaux, le toit se situe dans le niveau de graviers/galets grossiers et les vitesses sont plus élevées.

Perspectives de cette thèse

Les modèles GARDENIA à l'échelle du bassin et MODFLOW à l'échelle du champ captant permettent de simuler l'évolution des débits de l'Allier, du niveau piézométrique de la nappe alluviale connectée et des interactions entre les différentes masses d'eau constituant l'hydrosystème. Ils montrent des modifications importantes qui pourront être réajustées en fonction des nouvelles données et/ou de l'évolution des préoccupations des gestionnaires. Une des perspectives de ce travail est donc de leur fournir des modèles simplifiés qu'ils pourront utiliser pour simuler différents scénarii de gestion, en fonction de l'évolution de leurs interrogations et de l'acquisition de nouvelles données. Il s'agit donc bien de procéder à un transfert de compétences, afin que les acteurs locaux/régionaux de la ressource en eau puissent prendre en main les modèles tels que GARDENIA et MODFLOW.

La seconde perspective concerne l'intégration des données hydrochimiques acquises pour l'amélioration et la validation des modèles. Ainsi, à l'échelle du bassin versant, la contamination en nitrates pourrait être intégrée pour vérifier son évolution dans le temps et sa distribution dans l'espace. Cela permettrait notamment d'anticiper l'évolution du bon état écologique de l'Allier. Au niveau du champ captant, un couplage MODFLOW/PHREEQC et/ou MT3D permettrait de valider notre modèle et notamment de confirmer la contribution des

Conclusion générale

différents pôles de mélange. Par ailleurs, s'agissant d'un site de production d'eau potable, les contributions des limites est et sud, témoignant d'une contamination urbaine/agricole et en phytosanitaires, respectivement, pourront être investiguées du point de vue de leur potentiel impact sur la qualité des eaux exploitées. L'évolution de cette qualité, face au changement global, pourra être anticipée.

Références

- Abboud, J.M., Ryan, M.C., Osborn, G.D., 2018. Groundwater flooding in a river-connected alluvial aquifer. *J Flood Risk Management* 11, e12334. <https://doi.org/10.1111/jfr3.12334>
- Allen, D.M., Mackie, D.C., Wei, M., 2004. Groundwater and climate change: a sensitivity analysis for the Grand Forks aquifer, southern British Columbia, Canada. *Hydrogeology Journal* 12. <https://doi.org/10.1007/s10040-003-0261-9>
- Allen, J.R.L., 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology* 5, 89–191. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1965.tb01561.x>
- Alley, W.M., Reilly, T.E., Franke, O.L., 1999. Sustainability of ground-water resources. U.S. Dept. of the Interior, U.S. Geological Survey; U.S. G.P.O.; U.S. Geological Survey, Branch of Information Services [distributor], Denver, CO, [Washington, D.C.], Denver, CO.
- Anderson, M.P., 1987. Field studies in groundwater hydrology—A new era. *Rev. Geophys.* 25, 141. <https://doi.org/10.1029/RG025i002p00141>
- Anderson, M.P., Woessner, W.W., Hunt, R.J., 2015. Applied groundwater modeling: simulation of flow and advective transport, Second edition. ed. Elsevier, Academic Press, Amsterdam Boston Heidelberg London New York Oxford Paris San Diego San Francisco Singapore Sydney Tokyo.
- Andrade, A.I.A.S.S., Stigter, T.Y., 2011. Hydrogeochemical controls on shallow alluvial groundwater under agricultural land: case study in central Portugal. *Environ Earth Sci* 63, 809–825. <https://doi.org/10.1007/s12665-010-0752-7>
- Arfanuzzaman, Md., Atiq Rahman, A., 2017. Sustainable water demand management in the face of rapid urbanization and ground water depletion for social–ecological resilience building. *Global Ecology and Conservation* 10, 9–22. <https://doi.org/10.1016/j.gecco.2017.01.005>
- Arias, P.A., Bellouin, N., Jones, R.G., Naik, V., Plattner, G.-K., Rogelj, J., Sillmann, J., Storelvmo, T., Thorne, P.W., Trewin, B., Rao, K.A., Adhikary, B., Allan, R.P., Armour, K., Barimalala, R., Canadell, J.G., Cassou, C., Cherchi, A., Collins, W., Corti, S., Cruz, F., Dentener, F.J., Dereczynski, C., Luca, A.D., Diongue, A., Doblus-Reyes, F.J., Dosio, A., Douville, H., Engelbrecht, F., Fyfe, J.C., Gillett, N.P., Goldfarb, L., 2021. Technical summary. *Climatic Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* 112. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.002>
- Ávila, L., Silveira, R., Campos, A., Rogiski, N., Freitas, C., Aver, C., Fan, F., 2023. Seasonal Streamflow Forecast in the Tocantins River Basin, Brazil: An Evaluation of ECMWF-SEAS5 with Multiple Conceptual Hydrological Models. *Water* 15, 1695. <https://doi.org/10.3390/w15091695>
- Baillieux, A., Campisi, D., Jammet, N., Bucher, S., Hunkeler, D., 2014. Regional water quality patterns in an alluvial aquifer: Direct and indirect influences of rivers. *Journal of Contaminant Hydrology* 169, 123–131. <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2014.09.002>
- Bertrand, G., Celle-Jeanton, H., Laj, P., Rangognio, J., Chazot, G., 2008. Rainfall chemistry: long range transport versus below cloud scavenging. A two-year study at an inland station (Opme, France). *J Atmos Chem* 60, 253–271. <https://doi.org/10.1007/s10874-009-9120-y>
- Bianchi, M., Zheng, C., 2016. A lithofacies approach for modeling non-Fickian solute transport in a heterogeneous alluvial aquifer. *Water Resources Research* 52, 552–565. <https://doi.org/10.1002/2015WR018186>
- Bierschenk, W.H., 1963. Determining well efficiency by multiple step-drawdown tests.

- Blachère, A., Lefort, D., Morel, S., Goyon, T., Thizy, T., Droin, T., 2021. Étude gestion quantitative avec une analyse Hydrologie Milieux Usages Climat (HMUC) et élaboration de programmes d'action pour une gestion durable des ressources en eau sur les territoires des SAGE du Haut Allier et de l'Allier aval. Rapport de phase 1. Cesame.
- Blott, S.J., Pye, K., 2012. Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: Review and recommended procedures. *Sedimentology* 59, 2071–2096. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2012.01335.x>
- Boggs, J.M., Young, S.C., Beard, L.M., Gelhar, L.W., Rehfeldt, K.R., Adams, E.E., 1992. Field study of dispersion in a heterogeneous aquifer: 1. Overview and site description. *Water Resour. Res.* 28, 3281–3291. <https://doi.org/10.1029/92WR01756>
- Boivin, P., Celle-Jeanton, H., Mercier, F., 2015. Géologie, relief, climat, hydrologie et pédologie, in: *La biodiversité en Auvergne, état de conservation des espèces*, Revue d'Auvergne. p. 466.
- Boumaiza, L., 2008. Caractérisation hydrogéologique des hydrofaciès dans le paléodelta de la rivière Valin au Saguenay. (Thèse). Université du Québec.
- Boy-Roura, M., Mas-Pla, J., Petrovic, M., Gros, M., Soler, D., Brusi, D., Menció, A., 2018. Towards the understanding of antibiotic occurrence and transport in groundwater: Findings from the Baix Fluvià alluvial aquifer (NE Catalonia, Spain). *Science of The Total Environment* 612, 1387–1406. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.09.012>
- Buffin-Bélanger, T., Cloutier, C.-A., Tremblay, C., Chaillou, G., Larocque, M., 2016. Dynamics of groundwater floodwaves and groundwater flood events in an alluvial aquifer. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques* 41, 469–483. <https://doi.org/10.1080/07011784.2015.1102651>
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2001. *Tectonic geomorphology*, Blackwell Science. ed.
- Cable Rains, M., Fogg, G.E., Harter, T., Dahlgren, R.A., Williamson, R.J., 2006. The role of perched aquifers in hydrological connectivity and biogeochemical processes in vernal pool landscapes, Central Valley, California. *Hydrol. Process.* 20, 1157–1175. <https://doi.org/10.1002/hyp.5937>
- Carter, M.R., Gregorich, E.G. (Eds.), 2008. *Soil sampling and methods of analysis*, 2nd ed. ed. Canadian Society of Soil Science; CRC Press, [Pinawa, Manitoba] : Boca Raton, FL.
- Celle-Jeanton, H., Schemberg, D., Mohammed, N., Huneau, F., Bertrand, G., Lavastre, V., Le Coustumer, P., 2014. Evaluation of pharmaceuticals in surface water: Reliability of PECs compared to MECs. *Environment International* 73, 10–21. <https://doi.org/10.1016/j.envint.2014.06.015>
- Chazot, G., Mergoïl-Daniel, J., 2012. Co-eruption of carbonate and silicate magmas during volcanism in the Limagne graben (French Massif Central). *Lithos* 154, 130–146. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.032>
- Cirpka, O.A., Fienen, M.N., Hofer, M., Hoehn, E., Tessarini, A., Kipfer, R., Kitanidis, P.K., 2007. Analyzing Bank Filtration by Deconvoluting Time Series of Electric Conductivity. *Ground Water* 45, 318–328. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00293.x>
- Clavera-Gispert, R., Quintana-Seguí, P., Palazón, L., Zabaleta, A., Cenobio, O., Barella-Ortiz, A., Beguería, S., 2023. Streamflow trends of the Pyrenees using observations and multi-model approach (1980–2013). *Journal of Hydrology: Regional Studies* 46, 101322. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2023.101322>
- Cook, P.G., 2015. Quantifying river gain and loss at regional scales. *Journal of Hydrology* 531, 749–758. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.10.052>
- Cooper, H.H., Jacob, C.E., 1946. A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history. *Trans. AGU* 27, 526. <https://doi.org/10.1029/TR027i004p00526>

- D'Arcy, D., Livet, M., 2006. Massif Central, in: *Aquifères et Eaux Souterraines En France*. Orléans, p. 944.
- dashti, Z., Nakhaei, M., Vadiati, M., Karami, G.H., Kisi, O., 2022. A literature review on pumping test analysis (2000–2022). *Environ Sci Pollut Res* 30, 9184–9206. <https://doi.org/10.1007/s11356-022-24440-4>
- DDT Puy-de-Dôme, 2016. Conférence Départementale Irrigation.
- de Graaf, I.E.M., Gleeson, T., (Rens) van Beek, L.P.H., Sutanudjaja, E.H., Bierkens, M.F.P., 2019. Environmental flow limits to global groundwater pumping. *Nature* 574, 90–94. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1594-4>
- De Luca, D.A., Lasagna, M., Gisolo, A., Morelli di Popolo e Ticineto, A., Falco, M., Cuzzi, C., 2019. Potential recharge areas of deep aquifers: an application to the Vercelli–Biella Plain (NW Italy). *Rend. Fis. Acc. Lincei* 30, 137–153. <https://doi.org/10.1007/s12210-019-00782-z>
- Dettinger, M., Udall, B., Georgakakos, A., 2015. Western water and climate change. *Ecological Applications* 25, 2069–2093. <https://doi.org/10.1890/15-0938.1>
- Devineni, N., Perveen, S., Lall, U., 2022. Solving groundwater depletion in India while achieving food security. *Nat Commun* 13, 3374. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-31122-9>
- Dey, S., Shukla, U.K., Mehrishi, P., Mall, R.K., 2021. Appraisal of groundwater potentiality of multilayer alluvial aquifers of the Varuna river basin, India, using two concurrent methods of MCDM. *Environ Dev Sustain* 23, 17558–17589. <https://doi.org/10.1007/s10668-021-01400-5>
- Diao, N., Li, Q., Fang, Z., 2004. Heat transfer in ground heat exchangers with groundwater advection. *International Journal of Thermal Sciences* 43, 1203–1211. <https://doi.org/10.1016/j.ijthermalsci.2004.04.009>
- Diersch, H.-J.G., Bauer, D., Heidemann, W., Rühaak, W., Schätzl, P., 2011. Finite element modeling of borehole heat exchanger systems. *Computers & Geosciences* 37, 1136–1147. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2010.08.002>
- DIREN AUVERGNE EPTEAU, 1998. Etude de l'Allier en Vieille-Brioude et Villeneuve. Agence de l'Eau Loire-Bretagne.
- Doherty, J.E., Hunt, R.J., 2010. Approaches to highly parameterized inversion - A guide to using PEST for groundwater-model calibration (No. 2010–5169). U.S. Geological Survey.
- Domenico, P.A., Schwartz, F.W., 1998. *Physical and chemical hydrogeology*, 2. ed., paperback. ed. Wiley, New York Chichester Weinheim.
- Dong, L., Shimada, J., Fu, C., Kagabu, M., 2014. Comparison of Analytical Solutions to Evaluate Aquifer Response to Arbitrary Stream Stage. *J. Hydrol. Eng.* 19, 133–139. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0000779](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000779)
- Drost, W., Klotz, D., Koch, A., Moser, H., Neumaier, F., Rauert, W., 1968. Point dilution methods of investigating ground water flow by means of radioisotopes. *Water Resour. Res.* 4, 125–146. <https://doi.org/10.1029/WR004i001p00125>
- Edwards, P.J., Williard, K.W.J., Schoonover, J.E., 2015. Fundamentals of Watershed Hydrology. *Journal of Contemporary Water Research & Education* 154, 3–20. <https://doi.org/10.1111/j.1936-704X.2015.03185.x>
- Eggleston, J., Rojstaczer, S., 1998. Identification of large-scale hydraulic conductivity trends and the influence of trends on contaminant transport. *Water Resour. Res.* 34, 2155–2168. <https://doi.org/10.1029/98WR01475>

- Epting, J., Huggenberger, P., Radny, D., Hammes, F., Hollender, J., Page, R.M., Weber, S., Bänninger, D., Auckenthaler, A., 2018. Spatiotemporal scales of river-groundwater interaction – The role of local interaction processes and regional groundwater regimes. *Science of The Total Environment* 618, 1224–1243. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.09.219>
- Epting, J., Råman Vinnå, L., Piccolroaz, S., Affolter, A., Scheidler, S., 2022. Impacts of climate change on Swiss alluvial aquifers – A quantitative forecast focused on natural and artificial groundwater recharge by surface water infiltration. *Journal of Hydrology X* 17, 100140. <https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2022.100140>
- Fahrmeier, N., Goepfert, N., Goldscheider, N., 2021. Comparative application and optimization of different single-borehole dilution test techniques. *Hydrogeol J* 29, 199–211. <https://doi.org/10.1007/s10040-020-02271-2>
- Fenicia, F., Savenije, H.H.G., Matgen, P., Pfister, L., 2007. A comparison of alternative multiobjective calibration strategies for hydrological modeling: COMPARISON OF CALIBRATION STRATEGIES. *Water Resour. Res.* 43. <https://doi.org/10.1029/2006WR005098>
- Folch, A., del Val, L., Luquot, L., Martínez-Pérez, L., Bellmunt, F., Le Lay, H., Rodellas, V., Ferrer, N., Palacios, A., Fernández, S., Marazuela, M.A., Diego-Feliu, M., Pool, M., Goyetche, T., Ledo, J., Pezard, P., Bour, O., Queralt, P., Marcuello, A., Garcia-Orellana, J., Saaltink, M.W., Vázquez-Suñé, E., Carrera, J., 2020. Combining fiber optic DTS, cross-hole ERT and time-lapse induction logging to characterize and monitor a coastal aquifer. *Journal of Hydrology* 588, 125050. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125050>
- Fossoul, F., Orban, P., Dassargues, A., 2011. Numerical simulation of heat transfer associated with low enthalpy geothermal pumping in an alluvial aquifer. *Geologica Belgica* 14, 45–54.
- Foster, S.S.D., Chilton, P.J., 2003. Groundwater: the processes and global significance of aquifer degradation. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B* 358, 1957–1972. <https://doi.org/10.1098/rstb.2003.1380>
- Freeg, A., Riad, P., Hassan, N.A., Nassar, A.A., 2023. Appraisal of multilayer aquifer system for sustainable groundwater management in Wadi Araba, Eastern desert, Egypt. *Groundwater for Sustainable Development* 21, 100942. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2023.100942>
- Freeze, R.A., Cherry, J.A., 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.
- Frémion, M., 2013. Identification des formations aquifères profondes (hors nappes alluviales) sollicitées pour l’irrigation dans le département de l’Allier et tentative de quantification des volumes prélevables dans ces nappes (No. NP03-v2). BE Frémion, Beaumont.
- Frémion, M., 2007. Définition de la nappe d’accompagnement de l’Allier entre Brioude et le Bec d’Allier. BE Frémion, LRPC de Clermont-Ferrand.
- Gaiolini, M., Colombani, N., Busico, G., Rama, F., Mastrocicco, M., 2022. Impact of Boundary Conditions Dynamics on Groundwater Budget in the Campania Region (Italy). *Water* 14, 2462. <https://doi.org/10.3390/w14162462>
- Gannon, J.M., Vogelgesang, J.A., 2015. Drought Assessment and Local Scale Modeling of the Sioux Center Alluvial Wellfield. Iowa Geological Survey, The University of Iowa, Iowa City, Iowa, USA. <https://doi.org/10.17077/rep.006521>
- Gleeson, T., Richter, B., 2018. How much groundwater can we pump and protect environmental flows through time? Presumptive standards for conjunctive management of aquifers and rivers. *River Res Applic* 34, 83–92. <https://doi.org/10.1002/rra.3185>
- Gleick, P.H., 1996. Basic Water Requirements for Human Activities: Meeting Basic Needs. *Water International* 21, 83–92. <https://doi.org/10.1080/02508069608686494>

- Göktürkler, G., Balkaya, Ç., Erhan, Z., Yurdakul, A., 2008. Investigation of a shallow alluvial aquifer using geoelectrical methods: a case from Turkey. *Environ Geol* 54, 1283–1290. <https://doi.org/10.1007/s00254-007-0911-7>
- Gómez, E., Larsson, M., Dahlin, T., Barmen, G., Rosberg, J.-E., 2019. Alluvial aquifer thickness and bedrock structure delineation by electromagnetic methods in the highlands of Bolivia. *Environ Earth Sci* 78, 84. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8074-x>
- Gonzales Amaya, A., Dahlin, T., Barmen, G., Rosberg, J.-E., 2016. Electrical Resistivity Tomography and Induced Polarization for Mapping the Subsurface of Alluvial Fans: A Case Study in Punata (Bolivia). *Geosciences* 6, 51. <https://doi.org/10.3390/geosciences6040051>
- Groves, D.G., Yates, D., Tebaldi, C., 2008. Developing and applying uncertain global climate change projections for regional water management planning: USING GLOBAL CLIMATE CHANGE PROJECTIONS. *Water Resour. Res.* 44. <https://doi.org/10.1029/2008WR006964>
- Gueting, N., Klotzsche, A., van der Kruk, J., Vanderborght, J., Vereecken, H., Englert, A., 2015. Imaging and characterization of facies heterogeneity in an alluvial aquifer using GPR full-waveform inversion and cone penetration tests. *Journal of Hydrology* 524, 680–695. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.03.030>
- Guevara Ochoa, C., Medina Sierra, A., Vives, L., Zimmermann, E., Bailey, R., 2020. Spatio-temporal patterns of the interaction between groundwater and surface water in plains. *Hydrological Processes* 34, 1371–1392. <https://doi.org/10.1002/hyp.13615>
- Gunawardhana, L.N., Al-Harhi, F., Sana, A., Baawain, M.S., 2021. Analytical and numerical analysis of constant-rate pumping test data considering aquifer boundary effect. *Environ Earth Sci* 80, 543. <https://doi.org/10.1007/s12665-021-09833-x>
- Guzmán, P., Anibas, C., Batelaan, O., Huysmans, M., Wyseure, G., 2016. Hydrological connectivity of alluvial Andean valleys: a groundwater/surface-water interaction case study in Ecuador. *Hydrogeol J* 24, 955–969. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1361-z>
- Habets, F., Boé, J., Déqué, M., Ducharne, A., Gascoin, S., Hachour, A., Martin, E., Pagé, C., Sauquet, E., Terray, L., Thiéry, D., Oudin, L., Viennot, P., 2013. Impact of climate change on the hydrogeology of two basins in northern France. *Climatic Change* 121, 771–785. <https://doi.org/10.1007/s10584-013-0934-x>
- Halder, S., Roy, M.B., Roy, P.K., 2023. Understanding the exchange process between ground and surface water using mini drive point piezometer and mathematical models to identify suitable managed aquifer recharge sites. *Environ Sci Pollut Res* 30, 92736–92767. <https://doi.org/10.1007/s11356-023-28885-z>
- Hall, F.R., 1968. Base-Flow Recessions-A Review. *Water Resour. Res.* 4, 973–983. <https://doi.org/10.1029/WR004i005p00973>
- Harbaugh, A.W., 2005. MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model - the Ground-Water Flow Process., in: *Modeling Techniques*. USGS, p. 253.
- Hasan, M., Shang, Y., Meng, H., Shao, P., Yi, X., 2021. Application of electrical resistivity tomography (ERT) for rock mass quality evaluation. *Scientific Reports*.
- Hasenmueller, E.A., Criss, R.E., 2013. Water Balance Estimates of Evapotranspiration Rates in Areas with Varying Land Use, in: Alexandris, S. (Ed.), *Evapotranspiration - An Overview*. InTech. <https://doi.org/10.5772/52811>
- Hausner, M.B., Kryder, L., Klenke, J., Reinke, R., Tyler, S.W., 2016. Interpreting Variations in Groundwater Flows from Repeated Distributed Thermal Perturbation Tests. *Groundwater* 54, 559–568. <https://doi.org/10.1111/gwat.12393>

- Healy, R.W., Winter, T.C., LaBaugh, J.W., Franke, O.L., 2007. Water budgets: Foundations for effective water-resources and environmental management (U.S. Geological Survey No. Circular 1308).
- Hill, M.C., 2000. Methods and Guidelines for Effective Model Calibration, in: Building Partnerships. Presented at the Joint Conference on Water Resource Engineering and Water Resources Planning and Management 2000, American Society of Civil Engineers, Minneapolis, Minnesota, United States, pp. 1–10. [https://doi.org/10.1061/40517\(2000\)18](https://doi.org/10.1061/40517(2000)18)
- Hiscock, K.M., Grischek, T., 2002. Attenuation of groundwater pollution by bank filtration. *Journal of Hydrology* 266, 139–144. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00158-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00158-0)
- Hodson, T.O., 2022. Root-mean-square error (RMSE) or mean absolute error (MAE): when to use them or not. *Geosci. Model Dev.* 15, 5481–5487. <https://doi.org/10.5194/gmd-15-5481-2022>
- Ikard, S.J., Minsley, B.J., Rigby, J.R., Kress, W.H., 2023. A model of transmissivity and hydraulic conductivity from electrical resistivity distribution derived from airborne electromagnetic surveys of the Mississippi River Valley Alluvial Aquifer, Midwest USA. *Hydrogeol J* 31, 313–334. <https://doi.org/10.1007/s10040-022-02590-6>
- Jamin, P., Brouyère, S., 2018. Monitoring transient groundwater fluxes using the Finite Volume Point Dilution Method. *Journal of Contaminant Hydrology* 218, 10–18. <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2018.07.005>
- Jauffret, D., 1999. Délimitation de la nappe d’accompagnement de l’Ognon à sa traversée dans le département du Jura. (No. R40957). BRGM.
- Jiang, T., Chen, Y.D., Xu, C., Chen, Xiaohong, Chen, Xi, Singh, V.P., 2007. Comparison of hydrological impacts of climate change simulated by six hydrological models in the Dongjiang Basin, South China. *Journal of Hydrology* 336, 316–333. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.01.010>
- Jing, H., He, X., Tian, Y., Lancia, M., Cao, G., Crivellari, A., Guo, Z., Zheng, C., 2023. Comparison and interpretation of data-driven models for simulating site-specific human-impacted groundwater dynamics in the North China Plain. *Journal of Hydrology* 616, 128751. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.128751>
- Kalbus, E., Reinstorf, F., Schirmer, M., 2006. Measuring methods for groundwater – surface water interactions: a review. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 10, 873–887. <https://doi.org/10.5194/hess-10-873-2006>
- Karlović, I., Posavec, K., Larva, O., Marković, T., 2022. Numerical groundwater flow and nitrate transport assessment in alluvial aquifer of Varaždin region, NW Croatia. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 41, 101084. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2022.101084>
- Keesari, T., Sinha, U.K., Saha, D., Dwivedi, S.N., Shukla, R.R., Mohokar, H., Roy, A., 2021. Isotope and hydrochemical systematics of groundwater from a multi-tiered aquifer in the central parts of Indo-Gangetic Plains, India – Implications for groundwater sustainability and security. *Science of The Total Environment* 789, 147860. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.147860>
- Kelly, B.P., 1996. Simulation of ground-water flow and contributing recharge areas in the Missouri River alluvial aquifer at Kansas City, Missouri and Kansas. (Water-Resources Investigation Report No. 96–4250). USGS, Rolla, Missouri.
- Kim, J.-W., Choi, H., Lee, J.-Y., 2005. Characterization of hydrogeologic properties for a multi-layered alluvial aquifer using hydraulic and tracer tests and electrical resistivity survey. *Environ Geol* 48, 991–1001. <https://doi.org/10.1007/s00254-005-1299-x>

- Klepikova, M., Wildemeersch, S., Hermans, T., Jamin, P., Orban, P., Nguyen, F., Brouyère, S., Dassargues, A., 2016. Heat tracer test in an alluvial aquifer: Field experiment and inverse modelling. *Journal of Hydrology* 540, 812–823. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.06.066>
- Klingbeil, R., 1998. Outcrop analogue studies. Implications for groundwater flow and contaminant transport in heterogeneous glaciofluvial quaternary deposits. (Thèse). Université de Tübingen.
- Koltermann, C.E., Gorelick, S.M., 1996. Heterogeneity in Sedimentary Deposits: A Review of Structure-Imitating, Process-Imitating, and Descriptive Approaches. *Water Resour. Res.* 32, 2617–2658. <https://doi.org/10.1029/96WR00025>
- Kotková, K., Nováková, T., Tůmová, Š., Kiss, T., Popelka, J., Faměra, M., 2019. Migration of risk elements within the floodplain of the Litavka River, the Czech Republic. *Geomorphology* 329, 46–57. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.12.010>
- Krause, P., Boyle, D.P., Bäse, F., 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Adv. Geosci.* 5, 89–97. <https://doi.org/10.5194/adgeo-5-89-2005>
- Krause, S., Blume, T., 2013. Impact of seasonal variability and monitoring mode on the adequacy of fiber-optic distributed temperature sensing at aquifer-river interfaces: Seasonality and monitoring mode impacts on FO-DTS. *Water Resour. Res.* 49, 2408–2423. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20232>
- Krishnan, R., Sanjay, J., Gnanaseelan, C., Mujumdar, M., Kulkarni, A., Chakraborty, S. (Eds.), 2020. Assessment of Climate Change over the Indian Region: A Report of the Ministry of Earth Sciences (MoES), Government of India. Springer Singapore, Singapore. <https://doi.org/10.1007/978-981-15-4327-2>
- Kruseman, G.P., Ridder, N.A. de, 1994. Analysis and evaluation of pumping test data, 2. ed. (completely rev.), reprint. ed, ILRI publication. Internat. Inst. for Land Reclamation and Improvement, Wageningen.
- Kumar, C.P., 2019. An Overview of Commonly Used Groundwater Modelling Software 6.
- Labbe, J., Celle, H., Devidal, J.-L., Albaric, J., Mailhot, G., 2023. Combined Impacts of Climate Change and Water Withdrawals on the Water Balance at the Watershed Scale—The Case of the Allier Alluvial Hydrosystem (France). *Sustainability* 15, 3275. <https://doi.org/10.3390/su15043275>
- Lapides, D.A., Zipper, S., Hammond, J.C., 2023. Identifying hydrologic signatures associated with streamflow depletion caused by groundwater pumping. *Hydrological Processes* 37, e14877. <https://doi.org/10.1002/hyp.14877>
- Larue, J.-P., 2003. L'encaissement de l'Allier et de la Loire supérieure et moyenne (France) au Pliocène et au Pléistocène / Fluvial incision of the Allier and the upper and middle Loire (France) during the Pliocene and Pleistocene. *morfo* 9, 135–149. <https://doi.org/10.3406/morfo.2003.1175>
- Le Roux-Mallouf, R., 2016. Déformation Holocène de l'Himalaya du Bhoutan. Apport de la géomorphologie et de la paléosismologie. (Thèse). Université de Montpellier.
- Ledley, T.S., Sundquist, E.T., Schwartz, S.E., Hall, D.K., Fellows, J.D., Killeen, T.L., 1999. Climate change and greenhouse gases. *Eos Trans. AGU* 80, 453–458. <https://doi.org/10.1029/99EO00325>
- Levy, J., Birck, M.D., Mutiti, S., Kilroy, K.C., Windeler, B., Idris, O., Allen, L.N., 2011. The impact of storm events on a riverbed system and its hydraulic conductivity at a site of induced infiltration. *Journal of Environmental Management* 92, 1960–1971. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2011.03.017>
- Livet, M., 2006. Massif Central, in: *Aquifères et Eaux souterraines en France, Tome 2, Collection scientifique et technique*. Orléans, p. 944.

- Loke, M.H., 2004. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys.
- LRPC, 2004. Etude hydrogéologique pour la protection des captages en eau potable de la ville de Clermont-Ferrand. Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées, Ville de Clermont-Ferrand (Direction Générale des Services Techniques).
- Lukjan, A., Chalermyanont, T., 2017. Assessment of alluvial aquifer heterogeneity and development of stochastic hydrofacies models for the Hat Yai Basin in Southern Thailand. *Environ Earth Sci* 76, 316. <https://doi.org/10.1007/s12665-017-6637-2>
- Margat, J., 1976. Analyses des systèmes aquifères et évaluation des ressources en eau souterraine. (No. 76SGN532AME). BRGM.
- Martínez-Santos, P., Martínez-Alfaro, P.E., Sanz, E., Galindo, A., 2010. Daily scale modelling of aquifer–river connectivity in the urban alluvial aquifer in Langreo, Spain. *Hydrogeol J* 18, 1525–1537. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0613-1>
- Matys Grygar, T., Elznicová, J., Tůmová, Š., Faměra, M., Balogh, M., Kiss, T., 2016. Floodplain architecture of an actively meandering river (the Ploučnice River, the Czech Republic) as revealed by the distribution of pollution and electrical resistivity tomography. *Geomorphology* 254, 41–56. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.11.012>
- McArthur, J.M., Ravenscroft, P., Banerjee, D.M., Milsom, J., Hudson-Edwards, K.A., Sengupta, S., Bristow, C., Sarkar, A., Tonkin, S., Purohit, R., 2008. How paleosols influence groundwater flow and arsenic pollution: A model from the Bengal Basin and its worldwide implication: Arsenic in groundwater. *Water Resour. Res.* 44. <https://doi.org/10.1029/2007WR006552>
- McDonald, M.G., Harbaugh, A.W., 1988. A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model., *Modelling techniques*. USGS.
- McLachlan, P., Blanchy, G., Chambers, J., Sorensen, J., Uhlemann, S., Wilkinson, P., Binley, A., 2021. The Application of Electromagnetic Induction Methods to Reveal the Hydrogeological Structure of a Riparian Wetland. *Water Resources Research* 57, e2020WR029221. <https://doi.org/10.1029/2020WR029221>
- Mehl, S., Hill, M.C., 2010. Grid-size dependence of Cauchy boundary conditions used to simulate stream–aquifer interactions. *Advances in Water Resources* 33, 430–442. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2010.01.008>
- Meredith, E., Blais, N., 2019. Quantifying irrigation recharge sources using groundwater modeling. *Agricultural Water Management* 214, 9–16. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2018.12.032>
- Merle, O., Boivin, P., Langlois, E., de Larouzière, F.-D., Michelin, Y., Olive, C., 2023. The UNESCO World Heritage Site of the Chaîne des Puys–Limagne Fault Tectonic Arena (Auvergne, France). *Geosciences* 13, 198. <https://doi.org/10.3390/geosciences13070198>
- Michon, L., 2000. Dynamique de l’extension continentale - Application au Rift Ouest-Européen par l’étude de la province du Massif Central (Thèse). Université de Rennes I, Rennes.
- Milmo, M., McDowell, J., Yesildirek, M., Harwell, G., 2023. The Use of Historical Data and Global Climate Models to Assess Historical and Future Surface Water and Groundwater Availability in the Trinity River Basin in Texas. *Tex. Wat. Jour.* 14, 34–61. <https://doi.org/10.21423/twj.v14i1.7146>
- Minsley, B.J., Rigby, J.R., James, S.R., Burton, B.L., Knierim, K.J., Pace, M.D.M., Bedrosian, P.A., Kress, W.H., 2021. Airborne geophysical surveys of the lower Mississippi Valley demonstrate system-scale mapping of subsurface architecture. *Commun Earth Environ* 2, 131. <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00200-z>

- Mishra, U., Mohapatra, A.K., Mandal, A., Singh, A., 2023. Identification of potential artificial groundwater recharge sites in an alluvial setting: A coupled electrical resistivity tomography and sediment characterization study. *Groundwater for Sustainable Development* 20, 100875. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2022.100875>
- Moatar, F., Descy, J.-P., Rodrigues, S., Souchon, Y., Floury, M., Grosbois, C., Minaudo, C., Leitao, M., Wantzen, K.M., Bertrand, F., 2022. The Loire River basin, in: *Rivers of Europe*. Elsevier, pp. 245–271. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102612-0.00007-9>
- Modarres, R., Sarhadi, A., Burn, D.H., 2016. Changes of extreme drought and flood events in Iran. *Global and Planetary Change* 144, 67–81. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.07.008>
- Mohammadi Arasteh, S., Shoaee, S.M., 2023. Simulation of groundwater resource quantity and quality and assessment of the effects of alluvial material dissolution on the changes of qualitative parameters of the Zanzan Plain, Iran. *Arab J Geosci* 16, 60. <https://doi.org/10.1007/s12517-022-11129-8>
- Mohammed, N., 2014. Investigating the behavior of alluvial systems, thanks to the classical, isotopic and emerging tracers: case study of the alluvial aquifer of the Allier River (Auvergne, France). (Thèse). Université de Bordeaux.
- Mohammed, N., Celle-Jeanton, H., Huneau, F., Le Coustumer, P., Lavastre, V., Bertrand, G., Charrier, G., Clauzet, M.L., 2014. Isotopic and geochemical identification of main groundwater supply sources to an alluvial aquifer, the Allier River valley (France). *Journal of Hydrology* 508, 181–196. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.10.051>
- Molina-Giraldo, N., Bayer, P., Blum, P., Cirpka, O.A., 2011. Propagation of Seasonal Temperature Signals into an Aquifer upon Bank Infiltration. *Ground Water* 49, 491–502. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00745.x>
- Moore, C., Doherty, J., 2006. The cost of uniqueness in groundwater model calibration. *Advances in Water Resources* 29, 605–623. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.07.003>
- Morris, D.A., Johnson, A.I., 1967. Summary of hydrologic and physical properties of rock and soil materials, as analyzed by the hydrologic laboratory of the U.S. Geological Survey (No. 1948–60), Ecological Survey Water-supply.
- Mouassa, S., Moulla, A.S., Benhadj Tahar, A., Teffahi, M., Zaagane, M., Benyoucef, M., Brahmia, N., 2020. Geochemical and isotopic characterization of groundwater in the alluvial aquifer of Guelma (north-eastern Algeria). *Arab J Geosci* 13, 218. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-5212-4>
- Moyce, W., Mangeya, P., Owen, R., Love, D., 2006. Alluvial aquifers in the Mzingwane catchment: Their distribution, properties, current usage and potential expansion. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 31, 988–994. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2006.08.013>
- Mulligan, A.E., Evans, R.L., Lizarralde, D., 2007. The role of paleochannels in groundwater/seawater exchange. *Journal of Hydrology* 335, 313–329. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.11.025>
- Mustafa, S.M.T., Hasan, M.M., Saha, A.K., Rannu, R.P., Van Uytven, E., Willems, P., Huysmans, M., 2019. Multi-model approach to quantify groundwater-level prediction uncertainty using an ensemble of global climate models and multiple abstraction scenarios. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 23, 2279–2303. <https://doi.org/10.5194/hess-23-2279-2019>
- Nanni, T., Rusi, S., 2006. Anthropogenic evolution and its effects over the depletion of the unconfined aquifer in the Vomano river plain (central Italy). *Materials and Geoenvironment* 261–264.

- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models' part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10, 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Négre, Ph., Petelet-Giraud, E., Barbier, J., Gautier, E., 2003. Surface water–groundwater interactions in an alluvial plain: Chemical and isotopic systematics. *Journal of Hydrology* 277, 248–267. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00125-2](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00125-2)
- Nehlig, P., Boivin, P., de Goër, A., Mergoïl, J., 2003. Les volcans du Massif central. *Géologues* 41.
- Neuman, S.P., 1975. Analysis of pumping test data from anisotropic unconfined aquifers considering delayed gravity response. *Water Resour. Res.* 11, 329–342. <https://doi.org/10.1029/WR011i002p00329>
- Nikles, M., Thevenaz, L., Robert, P.A., 1997. Brillouin gain spectrum characterization in single-mode optical fibers. *J. Lightwave Technol.* 15, 1842–1851. <https://doi.org/10.1109/50.633570>
- Niwas, S., Tezkan, B., Israil, M., 2011. Aquifer hydraulic conductivity estimation from surface geoelectrical measurements for Krauthausen test site, Germany. *Hydrogeol J* 19, 307–315. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0689-7>
- Osman, Y.Z., Bruen, M.P., 2002. Modelling stream-aquifer seepage in an alluvial aquifer: an improved loosing-stream package for MODFLOW. *Journal of Hydrology* 264, 69–86.
- Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., Loumagne, C., 2005. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model? *Journal of Hydrology* 303, 290–306. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.026>
- Owen, R., Dahlin, T., 2005. Alluvial aquifers at geological boundaries: Geophysical investigations and groundwater resources, in: *Groundwater and Human Development*. pp. 233–246.
- Painter, S., Cvetkovic, V., Turner, D.R., 2001. Effect of Heterogeneity on Radionuclide Retardation in the Alluvial Aquifer Near Yucca Mountain, Nevada. *Ground Water* 39, 326–338. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2001.tb02315.x>
- Paradis, C., Van Ee, N., Hoss, K., Meurer, C., Tigar, A., Reimus, P., Johnson, R., 2022. Single-Well Injection-Drift Test to Estimate Groundwater Velocity. *Groundwater* 60, 565–570. <https://doi.org/10.1111/gwat.13184>
- Pastre, J.-F., 2005. Les nappes alluviales de l'Allier en Limagne (Massif Central, France) : stratigraphie et corrélations avec le volcanisme régional. *quaternaire* 153–175. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.383>
- Pechstein, A., Coptý, N.K., 2021. Interpretation of Pumping Tests in Heterogeneous Aquifers with Constant Head Boundary. *Groundwater* 59, 517–523. <https://doi.org/10.1111/gwat.13072>
- Pelkessa, R., 1976. Données acquises en Limagne de Clermont-Ferrand (Puy-de-Dôme). (76SGN046MCE). BRGM.
- Perrone, A., Lapenna, V., Piscitelli, S., 2014. Electrical resistivity tomography technique for landslide investigation: A review. *Earth-Science Reviews* 135, 65–82. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.04.002>
- Perzan, Z., Chapin, T., 2023. WellSTIC: A Cost-Effective Sensor for Performing Point Dilution Tests to Measure Groundwater Velocity in Shallow Aquifers. *Water Resources Research* 59, e2022WR033223. <https://doi.org/10.1029/2022WR033223>
- Petelet-Giraud, E., Négre, Ph., Widory, D., 2006. Caractérisation des circulations au sein d'une nappe alluviale à l'aide des isotopes du strontium : Champ captant de l'Ile du Chambon (Allier). *La Houille Blanche* 82–86.

- Petit, S., 2022. Etude pour l'élaboration d'un schéma de gestion de l'espace de mobilité de l'Allier. Phase 1 - Diagnostic de fonctionnement (No. Dossier 201809-001). VEODIS-3D.
- Petit, S., 2008. Reconstitution de la dynamique du paysage alluvial de trois secteurs fonctionnels de la rivière allier (1946-2000), Massif central, France. *gpq* 60, 271–287. <https://doi.org/10.7202/018000ar>
- Piccinini, L., Fabbri, P., Pola, M., 2016. Point dilution tests to calculate groundwater velocity: an example in a porous aquifer in northeast Italy. *Hydrological Sciences Journal* 61, 1512–1523. <https://doi.org/10.1080/02626667.2015.1036756>
- Pierrat, E., Dorber, M., de Graaf, I., Laurent, A., Hauschild, M.Z., Rygaard, M., Barbarossa, V., 2023. Multicompartment Depletion Factors for Water Consumption on a Global Scale. *Environ. Sci. Technol.* 57, 4318–4331. <https://doi.org/10.1021/acs.est.2c04803>
- Pinardi, R., Feo, A., Ruffini, A., Celico, F., 2023. Purpose-Designed Hydrogeological Maps for Wide Interconnected Surface–Groundwater Systems: The Test Example of Parma Alluvial Aquifer and Taro River Basin (Northern Italy). *Hydrology* 10, 127. <https://doi.org/10.3390/hydrology10060127>
- Pitrak, M., Mares, S., Kobr, M., 2007. A Simple Borehole Dilution Technique in Measuring Horizontal Ground Water Flow. *Ground Water* 45, 89–92. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00258.x>
- Pollock, D.W., 1994. User's guide for Modpath/Modpath-plot, version 3. A particle tracking post-processing package for MODFLOW, the U.S. Geological Survey finite-difference ground-water flow model (No. Report 94-464). USGS, Reston, Virginia.
- Prins, F.X., Etale, A., Ablo, A.D., Thatcher, A., 2022. Water scarcity and alternative water sources in South Africa: can information provision shift perceptions? *Urban Water Journal* 1–12. <https://doi.org/10.1080/1573062X.2022.2026984>
- Quenet, M., Celle-Jeanton, H., Voldoire, O., Albaric, J., Huneau, F., Peiry, J.-L., Allain, E., Garreau, A., Beauger, A., 2019. Coupling hydrodynamic, geochemical and isotopic approaches to evaluate oxbow connection degree to the main stream and to adjunct alluvial aquifer. *Journal of Hydrology* 577, 123936. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.123936>
- Raazia, S., Dar, A.Q., 2022. A numerical model of groundwater flow in Karewa-Alluvium aquifers of NW Indian Himalayan Region. *Model. Earth Syst. Environ.* 8, 871–882. <https://doi.org/10.1007/s40808-021-01126-3>
- Raynal, J.-P., 1984. Chronologie des basses terrasses de l'Allier en Grande Limagne (Puy-de-Dôme, France). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 21, 79–84. <https://doi.org/10.3406/quate.1984.2176>
- Reilé, 2017. Rénovation de l'unité de méthanisation et création d'une unité de valorisation du biogaz de la STEP de Port Douvot. Cabinet Reilé.
- Rejani, R., Jha, M.K., Panda, S.N., Mull, R., 2008. Simulation Modeling for Efficient Groundwater Management in Balasore Coastal Basin, India. *Water Resour Manage* 22, 23–50. <https://doi.org/10.1007/s11269-006-9142-z>
- Rödiger, T., Geyer, S., Odeh, T., Siebert, C., 2023. Data scarce modelling the impact of present and future groundwater development on Jordan multiaquifer groundwater resources. *Science of The Total Environment* 870, 161729. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.161729>
- Ruess, P.J., Konar, M., Wanders, N., Bierkens, M., 2023. Irrigation by Crop in the Continental United States From 2008 to 2020. *Water Resources Research* 59, e2022WR032804. <https://doi.org/10.1029/2022WR032804>

- Rzigui, H., Bogacki, W., Hörmann, G., Hachicha, M., 2022. Groundwater modelling of a shallow aquifer for the assessment of water logging: A case study of the Cebala-Borj Touil irrigation perimeter, northern Tunisia. *Irrigation and Drainage* 71, 1379–1395. <https://doi.org/10.1002/ird.2723>
- Saftner, D.M., Bacon, S.N., Arienzo, M.M., Robtoy, E., Schlauch, K., Neveux, I., Grzymiski, J.J., Carbone, M., 2023. Predictions of Arsenic in Domestic Well Water Sourced from Alluvial Aquifers of the Western Great Basin, USA. *Environ. Sci. Technol.* 57, 3124–3133. <https://doi.org/10.1021/acs.est.2c07948>
- SAGEAA, 2007. Etat des lieux de la ressource en eau, des milieux aquatiques et des usages du bassin de l'Allier aval. Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux du bassin versant de l'Allier Aval.
- Sahagún-Covarrubias, S., Waldron, B., Larsen, D., Schoefnacker, S., 2022. Characterization of Hydraulic Properties of the Memphis Aquifer by Conducting Pumping Tests in Active Well Fields in Shelby County, Tennessee. *J American Water Resour Assoc* 58, 185–202. <https://doi.org/10.1111/1752-1688.12991>
- Samadder, R.K., Kumar, S., Gupta, R.P., 2011. Paleochannels and their potential for artificial groundwater recharge in the western Ganga plains. *Journal of Hydrology* 400, 154–164. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.01.039>
- Sarris, T.S., Close, M., Abraham, P., 2018. Using solute and heat tracers for aquifer characterization in a strongly heterogeneous alluvial aquifer. *Journal of Hydrology* 558, 55–71. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.01.032>
- Sauret, E.S.G., Beaujean, J., Nguyen, F., Wildemeersch, S., Brouyere, S., 2015. Characterization of superficial deposits using electrical resistivity tomography (ERT) and horizontal-to-vertical spectral ratio (HVSR) geophysical methods: A case study. *Journal of Applied Geophysics* 121, 140–148. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.07.012>
- Schaper, J.L., Zarfl, C., Meinikmann, K., Banks, E.W., Baron, S., Cirpka, O.A., Lewandowski, J., 2022. Spatial Variability of Radon Production Rates in an Alluvial Aquifer Affects Travel Time Estimates of Groundwater Originating From a Losing Stream. *Water Resources Research* 58, e2021WR030635. <https://doi.org/10.1029/2021WR030635>
- Schomburgk, S., Jauffret, D., Pointet, T., 2002. Etude des nappes aquifères au voisinage du Doubs navigable et de ses dérivations entre la limite est du département du Doubs et la confluence avec la Saône. (No. RP-451463-FR). BRGM.
- Schürch, M., François-D., V., 2000. Groundwater components in the alluvial aquifer of the alpine Rhone River valley, Bois de Finges area, Wallis Canton, Switzerland. *Hydrogeology Journal* 8, 549–563. <https://doi.org/10.1007/s100400000094>
- Selker, J.S., Thévenaz, L., Huwald, H., Mallet, A., Luxemburg, W., van de Giesen, N., Stejskal, M., Zeman, J., Westhoff, M., Parlange, M.B., 2006. Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems: rapid communication. *Water Resour. Res.* 42. <https://doi.org/10.1029/2006WR005326>
- Sena, J.A., Beser de Deus, L.A., Freitas, M.A.V., Costa, L., 2012. Extreme Events of Droughts and Floods in Amazonia: 2005 and 2009. *Water Resour Manage* 26, 1665–1676. <https://doi.org/10.1007/s11269-012-9978-3>
- Shakeri, R., Nassery, H.R., Ebadi, T., 2023. Numerical modeling of groundwater flow and nitrate transport using MODFLOW and MT3DMS in the Karaj alluvial aquifer, Iran. *Environ Monit Assess* 195, 242. <https://doi.org/10.1007/s10661-022-10881-4>
- Shanfield, M., Cook, P.G., Brunner, P., McCallum, J., Simmons, C.T., 2012. Aquifer response to surface water transience in disconnected streams. *Water Resour. Res.* 48. <https://doi.org/10.1029/2012WR012103>

- Simon, N., Bour, O., 2023. An ADTS Toolbox for Automatically Interpreting Active Distributed Temperature Sensing Measurements. *Groundwater* 61, 215–223. <https://doi.org/10.1111/gwat.13172>
- Simon, N., Bour, O., Lavenant, N., Porel, G., Nauleau, B., Pouladi, B., Longuevergne, L., 2020. A Comparison of Different Methods to Estimate the Effective Spatial Resolution of FO-DTS Measurements Achieved during Sandbox Experiments. *Sensors* 20, 570. <https://doi.org/10.3390/s20020570>
- Sinha, S., Suresh, N., Kumar, R., Dutta, S., Arora, B.R., 2010. Sedimentologic and geomorphic studies on the Quaternary alluvial fan and terrace deposits along the Ganga exit. *Quaternary International* 227, 87–103. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.09.015>
- Sinton, L.W., Noonan, M.J., Finlay, R.K., Pang, L., Close, M.E., 2000. Transport and attenuation of bacteria and bacteriophages in an alluvial gravel aquifer. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research* 34, 175–186. <https://doi.org/10.1080/00288330.2000.9516924>
- Smerdon, B.D., Redding, T., Beckers, J., 2009. An overview of the effects of forest management on groundwater hydrology. *JEM*. <https://doi.org/10.22230/jem.2009v10n1a409>
- Smith, M., Cross, K., Paden, M., Laban, P. (Eds.), 2016. *Spring: managing groundwater sustainably*. International Union for Conservation of Nature and Natural Resources. <https://doi.org/10.2305/IUCN.CH.2016.WANI.8.en>
- Sophocleous, M., 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal* 10, 52–67. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0170-8>
- Stanton, G.P., Clark, B.R., 2003. Recalibration of a ground-water flow model of the Mississippi River Valley alluvial aquifer in Southeastern Arkansas, 1918, with simulations of hydraulic heads caused by projected ground-water withdrawals through 2049 (Water-Resources Investigation Report No. 03–4232). USGS. <https://doi.org/10.3133/wri034232>
- Stauffer, F., Bayer, P., Blum, P., Giraldo, N.M., Kinzelbach, W., 2013. *Thermal Use of Shallow Groundwater*, 0 ed. CRC Press. <https://doi.org/10.1201/b16239>
- Sutton, M.G., Nutter, D.W., Couvillion, R.J., 2003. A Ground Resistance for Vertical Bore Heat Exchangers With Groundwater Flow. *Journal of Energy Resources Technology* 125, 183–189. <https://doi.org/10.1115/1.1591203>
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press.
- Thébault, C., Perrin, C., Andréassian, V., Thirel, G., Legrand, S., Delaigue, O., 2023. Multi-model approach in a variable spatial framework for streamflow simulation (preprint). *Catchment hydrology/Modelling approaches*. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-569>
- Theis, C.V., 1935. The relation between the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground water storage. *Transactions American Geophysical Union* 16, 519–524.
- 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* 424–425, 68–83. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.12.028>
- Thiéry, D., 2014. Logiciel GARDENIA, version v8.2. Guide d'utilisation.
- Trenberth, K., 2011. Changes in precipitation with climate change. *Clim. Res.* 47, 123–138. <https://doi.org/10.3354/cr00953>
- Trenberth, K.E., 1999. Conceptual framework for changes of extremes of the hydrological cycle with climate change. *Climatic Change* 42, 327–339.

- Tucker, G.E., 2015. Landscape Evolution, in: *Treatise on Geophysics*. Elsevier, pp. 593–630. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00124-X>
- Tweed, S., Celle-Jeanton, H., Cabot, L., Huneau, F., De Montety, V., Nicolau, N., Travi, Y., Babic, M., Aquilina, L., Vergnaud-Ayraud, V., Leblanc, M., 2018. Impact of irrigated agriculture on groundwater resources in a temperate humid region. *Science of The Total Environment* 613–614, 1302–1316. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.09.156>
- van de Giesen, N., Steele-Dunne, S.C., Jansen, J., Hoes, O., Hausner, M.B., Tyler, S., Selker, J., 2012. Double-Ended Calibration of Fiber-Optic Raman Spectra Distributed Temperature Sensing Data. *Sensors* 12, 5471–5485. <https://doi.org/10.3390/s120505471>
- Vázquez-Suñé, E., Capino, B., Abarca, E., Carrera, J., 2007. Estimation of Recharge from Floods in Disconnected Stream-Aquifer Systems. *Ground Water* 45, 579–589. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00326.x>
- Vengust, A., Koroša, A., Urbanc, J., Mali, N., 2023. Development of Groundwater Flow Models for the Integrated Management of the Alluvial Aquifer Systems of Dravsko polje and Ptujsko polje, Slovenia. *Hydrology* 10, 68. <https://doi.org/10.3390/hydrology10030068>
- Vidal, N., De Goër De Hervé, A., Camus, G., 1996. Déstabilisation de reliefs, d'érosion en terrain volcanique. Exemples pris dans le Massif Central français. [Collapse of erosional relief in volcanic terrains. Examples from the Massif Central, France.]. *Quaternaire* 7, 117–127. <https://doi.org/10.3406/quate.1996.2065>
- Vogelgesang, J.A., Holt, N., Schilling, K.E., Gannon, M., Tassier-Surine, S., 2020. Using high-resolution electrical resistivity to estimate hydraulic conductivity and improve characterization of alluvial aquifers. *Journal of Hydrology* 580, 123992. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.123992>
- Vrzel, J., Ludwig, R., Gampe, D., Ogrinc, N., 2019. Hydrological system behaviour of an alluvial aquifer under climate change. *Science of The Total Environment* 649, 1179–1188. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.08.396>
- Walker, D., Jovanovic, N., Bugan, R., Abiye, T., du Preez, D., Parkin, G., Gowing, J., 2018. Alluvial aquifer characterisation and resource assessment of the Molototsi sand river, Limpopo, South Africa. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 19, 177–192. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2018.09.002>
- Wattinne, A., Vennin, E., De Wever, P., 2003. Evolution of carbonated, lacustrine environment, with stromatolites: a paleoecological approach (quarry of Montaignu-le-Blin, Limagne graben, Allier, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 174, 243–260. <https://doi.org/10.2113/174.3.243>
- Weissmann, G.S., Zhang, Y., LaBolle, E.M., Fogg, G.E., 2002. Dispersion of groundwater age in an alluvial aquifer system: dispersion of groundwater age. *Water Resour. Res.* 38, 16-1-16–13. <https://doi.org/10.1029/2001WR000907>
- Wildemeersch, S., Jamin, P., Orban, P., Hermans, T., Klepikova, M., Nguyen, F., Brouyère, S., Dassargues, A., 2014. Coupling heat and chemical tracer experiments for estimating heat transfer parameters in shallow alluvial aquifers. *Journal of Contaminant Hydrology* 169, 90–99. <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2014.08.001>
- Winter, T.C., 2007. The Role of Ground Water in Generating Streamflow in Headwater Areas and in Maintaining Base Flow1: The Role of Ground Water in Generating Streamflow in Headwater Areas and in Maintaining Base Flow. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 43, 15–25. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2007.00003.x>

Références

- Yang, F., Yue, S., Wu, X., Zhang, C., Li, D., Zhu, R., 2023. Effects of flood inundation on biogeochemical processes in groundwater during riverbank filtration. *Journal of Hydrology* 617, 129101. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.129101>
- Yin, J., T.-C. Tsai, F., Kao, S.-C., 2021. Accounting for uncertainty in complex alluvial aquifer modeling by Bayesian multi-model approach. *Journal of Hydrology* 601, 126682. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126682>
- Yin, M., Ma, R., Zhang, Y., Lin, J., Guo, Z., Zheng, C., 2023. Competitive control of multiscale aquifer heterogeneity on solute transport in an alluvial aquifer. *Journal of Hydrology* 616, 128819. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.128819>
- Zektser, I.S., Loaiciga, H.A., 1993. Groundwater fluxes in the global hydrologic cycle: past, present and future. *Journal of Hydrology* 144, 405–427. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(93\)90182-9](https://doi.org/10.1016/0022-1694(93)90182-9)
- Zhang, B., Gu, K., Shi, B., Liu, C., Bayer, P., Wei, G., Gong, X., Yang, L., 2020. Actively heated fiber optics based thermal response test: A field demonstration. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 134, 110336. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2020.110336>
- Zhang, Yunlin, Deng, J., Qin, B., Zhu, G., Zhang, Yinjun, Jeppesen, E., Tong, Y., 2023. Importance and vulnerability of lakes and reservoirs supporting drinking water in China. *Fundamental Research* 3, 265–273. <https://doi.org/10.1016/j.fmre.2022.01.035>
- Zheng, C., Wang, P., 1999. MT3DMS: a modular three-dimensional multispecies transport model for simulation of advection, dispersion, and chemical reactions of contaminants in groundwater systems; documentation and user's guide. Strategic Environmental Research and Development Program.
- Zume, J.T., Tarhule, A.A., 2011. Modelling the response of an alluvial aquifer to anthropogenic and recharge stresses in the United States Southern Great Plains. *J Earth Syst Sci* 120, 557–572. <https://doi.org/10.1007/s12040-011-0088-z>

Annexe 1 Précisions sur MODFLOW dans l'interface Groundwater Vistas

Groundwater Vistas (GWV) est une interface graphique qui regroupe plusieurs codes de calcul comme MODFLOW (McDonald and Harbaugh, 1988) pour la résolution des équations d'écoulement, MODPATH (Pollock, 1994) ou encore MT3D (Zheng and Wang, 1999) pour la résolution des équations de transport. GWV contient également différentes fonctions permettant des analyses de sensibilité et des outils de calibration automatique comme PEST (*Parameter Estimation*).

GWV est développé par ESI *Environmental Simulations Inc.* et MODFLOW par le Service Géologique des États-Unis (*USGS : United States Geological Survey*). Depuis la création de MODFLOW à aujourd'hui, plusieurs versions ont vu le jour : MODFLOW-84, -88, -96, -2000, -2005 et la version la plus récente : MODFLOW-6. MODFLOW est codé dans le langage de programmation FORTRAN.

L'écoulement 3D de l'eau dans un aquifère poreux, considérant les trois dimensions x, y et z, s'exprime selon l'équation suivante (A.1.) :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) + W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{A.1.}$$

Avec K_{xx} , K_{yy} et K_{zz} représentant les valeurs de la conductivité hydraulique [L/T] selon les axes d'orientation x, y et z ; h étant la charge hydraulique [L] ; W étant un flux volumétrique [T^{-1}] représentant les sources ou les puits (injection et/ou extraction d'eau dans le système) avec $W > 0$ pour les flux entrants et $W < 0$ pour les flux sortants ; S_s est l'emmagasinement spécifique du milieu [L^{-1}] ; t est le temps [T].

MODFLOW utilise la méthode des différences finies afin de résoudre numériquement l'équation précédente. Cette dernière est traduite par un ensemble fini de points dans l'espace et le temps, ce qui est transcrit par l'utilisation d'un maillage structuré rectangulaire dans lequel la charge hydraulique est déterminée au centre de chaque maille.

Il existe d'autres méthodes de résolution numérique comme celle des éléments finis utilisée par FEFLOW et celle des volumes finis, méthode utilisée par MARTHE (BRGM), par exemple.

Annexe 2 Précisions sur la méthode ERT : Electrical Resistivity Tomography

Il s'agit d'une méthode géophysique active pouvant fournir une image 2D ou 3D de la résistivité électrique du sous-sol. Cette technique peut permettre l'identification de contrastes de résistivités dus à des variations de la nature géologique du sous-sol ou du degré de saturation en eau (Perrone et al., 2014). Cette méthode est dite *active* car un courant électrique d'intensité I [ampère] est injecté dans le sol, I étant relié à la résistance R [ohm] par la tension électrique V [volt] suivant la loi d'Ohm (A.2.) :

$$R = \frac{V}{I} \quad \text{A.2.}$$

La méthode ERT repose sur le fait qu'un courant électrique peut se propager dans le sol plus ou moins facilement selon sa nature, par voie électronique, électrolytique ou par conduction diélectrique (Telford et al., 1990). La propriété que l'on cherche à mesurer est effectivement la résistivité électrique ρ exprimée en [ohm/m]. La résistivité ρ d'un cylindre de longueur L [m], ayant une section A [m²] et une résistance R [ohm] s'exprime de la manière suivante (A.3.) :

$$\rho = \frac{R \times A}{L} \quad \text{(A.3.)}$$

La capacité du sous-sol à conduire le courant électrique peut dépendre de différents paramètres dont le type de roche, la porosité, la perméabilité, la connectivité des pores, la température, la salinité, le pourcentage d'argiles, présence de fractures/failles etc. (Hasan et al., 2021).

Dans le cas de cette thèse, il s'agit de la technique ERT 2D, c'est-à-dire que des contrastes de résistivités pourront aussi bien être observés verticalement qu'horizontalement. Pour cela, un agencement avec 72 électrodes est utilisé sur le terrain : 36 électrodes sont reliées à un premier câble multi-conducteur et les 36 autres électrodes à un second câble. Ces deux câbles sont reliés à l'appareil qui contient les séquences d'acquisition et qui coordonne les mesures une fois installé sur le terrain : le Syscal (**Figure A1**).

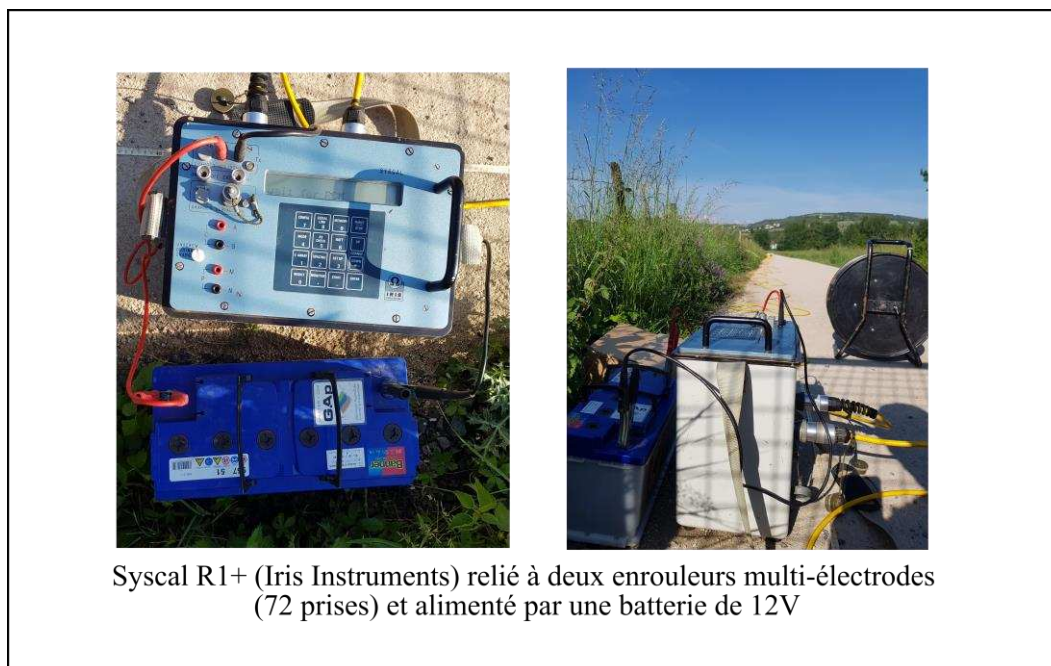


Figure A 1. Le Syscal R1+ utilisé sur le champ captant du Val d'Allier pour la réalisation de profils ERT.

Ainsi, lors d'une de prospection électrique ERT du sous-sol, chaque acquisition fonctionne par quadripôle AMNB : deux électrodes M et N vont mesurer une différence de potentiel ΔV durant l'injection d'un courant continu d'intensité I par deux autres électrodes A et B (**Figure A2**). A chaque mesure (à chaque nouvelle injection de courant), les électrodes du quadripôle changent de position de manière à répartir les mesures sur la longueur totale du profil et pour investiguer le terrain plus en profondeur.

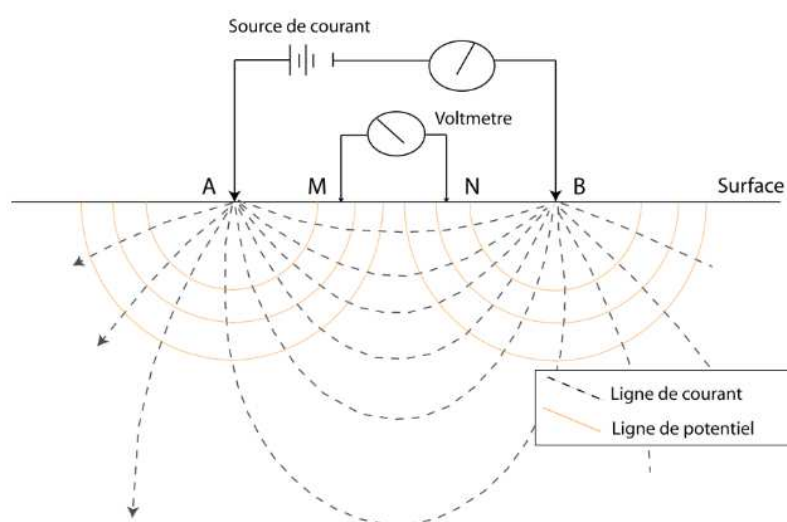


Figure A 2. Exemple du fonctionnement par quadripôle avec la répartition des équipotentiels et des lignes de courant pour un sol homogène et isotrope.

Certains profils de 2021 ont été réalisés en utilisant la technique du « roll-along » : à la suite d'une première phase d'acquisition, les 36 premières électrodes sont déplacées à l'autre extrémité du profil, puis une nouvelle acquisition est lancée avec le Syscal. Cette méthode permet de couvrir plus de terrain en ne déplaçant que la moitié de la quantité d'électrodes, ce qui est un gain de temps sur le terrain.

Ainsi, chaque campagne de prospection électrique se déroule toujours de la même manière :

1) préparation des séquences sur le logiciel *ElectreII* ; cette étape permet de définir les caractéristiques du profil qui sera réalisé sur le terrain (longueur totale, nombre et espacement entre électrodes, choix du dispositif comme Wenner-Schlumberger etc.)

2) acquisition sur le terrain

3) récupération des données enregistrées dans le Syscal à l'aide du logiciel *ProsysII* ; c'est sur cette interface que l'on peut effectuer un premier tri des données (supprimer les mesures aberrantes) et inclure la topographie à l'aide du MNT, par exemple

5) inversion des résistivités apparentes sur le logiciel *RES2DINV* par la méthode des moindres carrés. C'est à la suite de cette étape que le panneau des résistivités ERT est obtenu.

Annexe 3 Localisation de chaque puits AEP du champ captant par sous-station

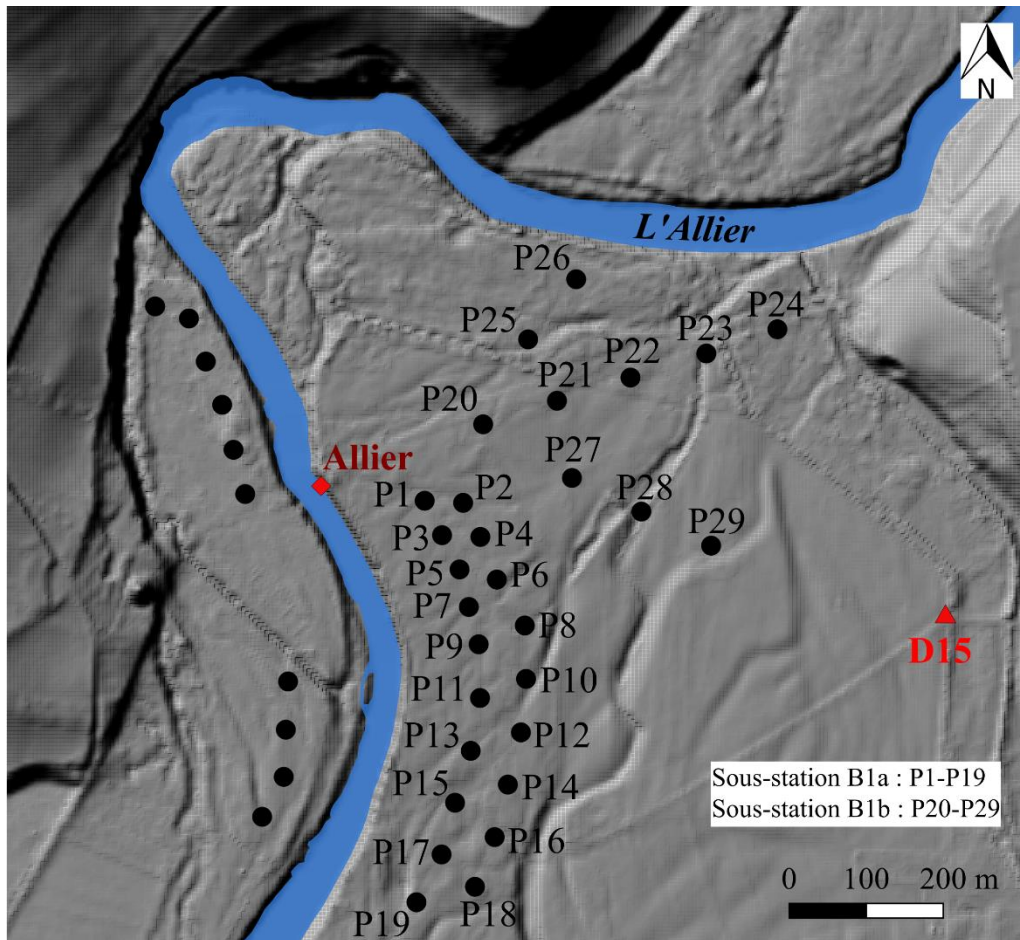


Figure A 3. Localisation des puits AEP des sous-stations de pompage B1a et B1b.

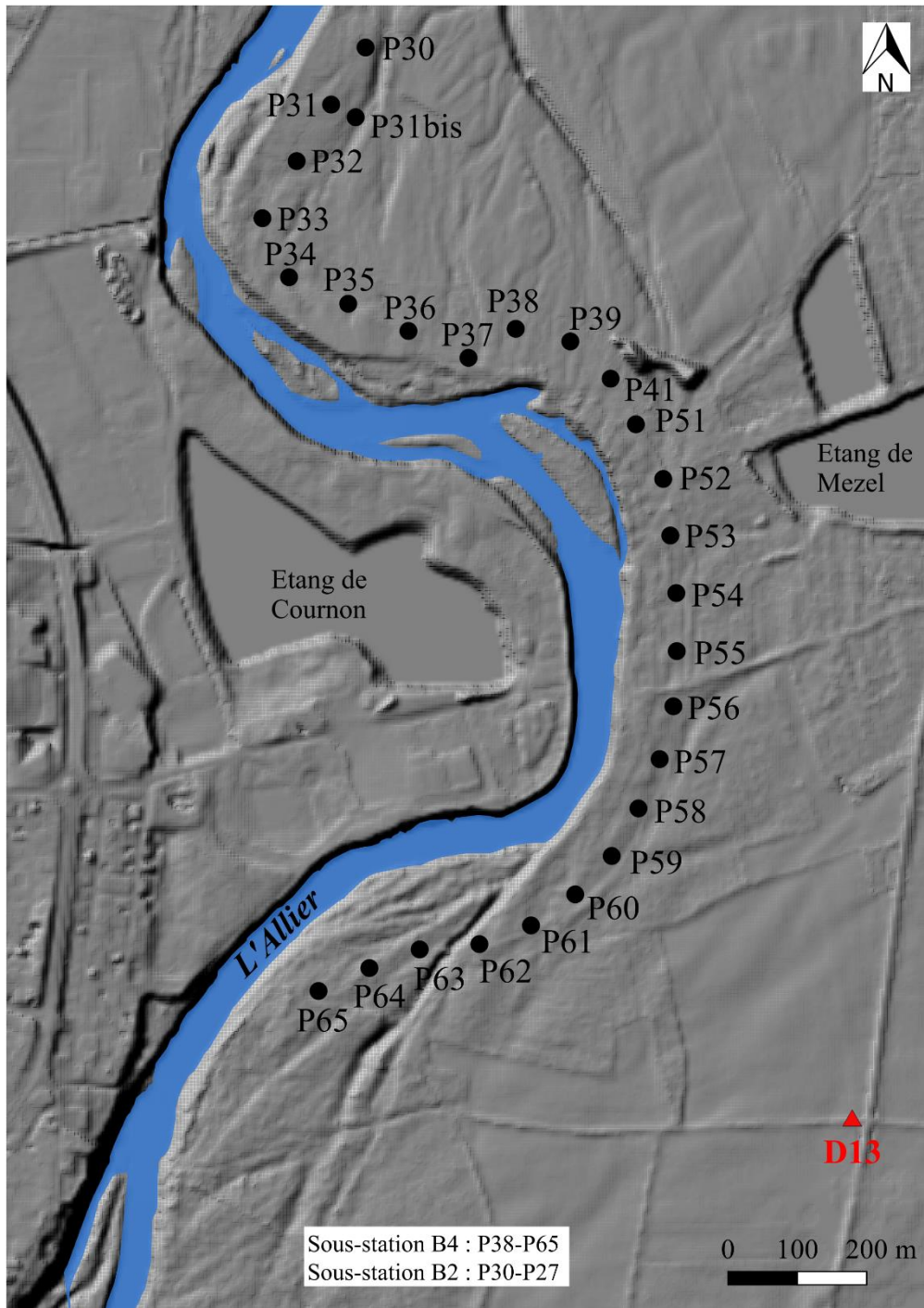


Figure A 4. Localisation des puits AEP des sous-stations de pompage B1a et B1b.

Annexe 4 Précisions sur le modèle de Theis (1935) pour les essais de pompage

Ce test consiste à extraire de l'eau par pompage dans un aquifère donné sur une durée allant de 48h à 72h et au cours duquel l'évolution du niveau de la nappe dans le temps est suivie, au puits de pompage et sur au moins un piézomètre d'observation. Le fait de pomper entraîne la formation d'un cône de rabattement qui se creuse et s'étend au cours du temps. L'amplitude et la vitesse d'extension de ce cône dépend de différentes propriétés hydrodynamiques propres au milieu étudié que l'hydrogéologue cherche justement à déterminer à travers ce test : la conductivité hydraulique K [L/T], la transmissivité T [L²/T] et le coefficient d'emmagasinement S (sans unités).

Pour cela, différentes méthodes sont possibles ; des méthodes graphiques, numériques ou hybrides (dashti et al., 2022). C.V. Theis a été parmi les premiers à introduire une relation (A.4.) en régime transitoire entre les rabattements $s(t)$ et les paramètres hydrodynamiques des aquifères et notamment le coefficient d'emmagasinement S (Theis, 1935).

$$s(t) = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \tag{A.4.}$$

Avec Q [L³/T] le débit de pompage, T [L²/T] la transmissivité, $W(u)$ la *Well function*, r [L] le rayon du puits, S le coefficient d'emmagasinement.

Avec u :

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt} W(u) \tag{A.5.}$$

Le terme $W(u)$ est une fonction exponentielle intégrale décroissante, cette fonction est donnée par des tables.

$$W(u) = -0.5772 - \text{Log } u + u - \frac{u^2}{2.2!} + \frac{u^3}{3.3!} - \frac{u^4}{4.4!} + \dots \tag{A.6.}$$

Cette équation est valable pour certaines conditions et repose sur certaines hypothèses simplificatrices, valables pour beaucoup de modèles d'interprétation des essais de pompage. L'aquifère est confiné, homogène, isotrope, d'épaisseur constante et d'extension latérale infinie.

De plus, le diamètre du puits est négligeable, il n'y a pas d'effets *réservoirs*. La surface de la nappe est subhorizontale avant le début du pompage et le puits utilisé traverse idéalement toute l'épaisseur de l'aquifère ; l'écoulement peut être considéré comme horizontal pendant le pompage et négliger la composante verticale.

Annexe 5 Méthode d'interprétation de l'essai de puits

Ce type de test ne cherche pas à caractériser l'aquifère mais les propriétés intrinsèques à l'ouvrage de captage. La qualité/performance d'un puits de pompage peut être évaluée par analyse graphique de l'équation suivante (A.7.) :

$$S = BQ + CQ^2 \qquad \text{A.7.}$$

Avec S le rabattement total dans le puits à un instant t, BQ représente le rabattement provoqué par la perte de charge de la formation aquifère (perte de charge linéaire) et CQ² représente le rabattement provoqué par la perte de charge propre au puits (perte de charge quadratique). Le but final de l'essai de puits est de déterminer le débit d'exploitation du puits, débit auquel le puits peut être pompé sans endommager sa structure interne (e.g. provoquer un colmatage des crépines).

Le principe est de tester les performances du puits en effectuant différents paliers de durée égale et avec un débit croissant entre chaque palier. Le rabattement doit être noté à la fin de chaque palier. Ils peuvent être enchainés (sans temps de remontée de la nappe) ou espacés (avec un temps de remontée de la nappe). Dans la plupart des cas, les paliers sont enchainés pour une question de gain de temps.

La procédure classique à suivre pour interpréter cet essai est la suivante :

- 1) Les rabattements S observés à la fin de chaque palier sont reportés sur un graphique en fonction du débit de pompage, ce qui permet d'obtenir la courbe $S = f(Q)$, il s'agit de la « courbe caractéristique de l'ouvrage ». Ce graphique permet à l'hydrogéologue de déterminer le débit critique Q_c du puits ; soit le débit à partir duquel les rabattements S n'évoluent plus de manière linéaire en fonction de Q. Cela se traduit par un changement de pente sur la courbe $S = f(Q)$.
- 2) Sur un second graphique, les rabattements spécifiques S/Q sont reportés en fonction du débit de pompage Q, ce qui permet d'obtenir la relation linéaire suivante :

$$\frac{S}{Q} = C \times Q + B \quad \text{A.8.}$$

Avec C la pente de la droite et B l'ordonnée à l'origine. Ce permet finalement de déterminer la part des rabattements due aux pertes de charge linéaires BQ et quadratiques CQ².

Résumé

Les hydrosystèmes alluviaux constituent une ressource en eau dont l'exploitation est privilégiée pour subvenir aux besoins de l'irrigation, des industries et pour l'approvisionnement en eau potable. En effet, ces systèmes aquifères sont peu profonds, perméables et donc facilement exploitables. Ce sont ces mêmes caractéristiques qui en font des ressources sous tensions face au changement global. Ainsi, au niveau du bassin versant de la rivière Allier (14 300 km²), les précipitations, débits et niveaux de la nappe alluviale sont en baisse et les prélèvements par usages sont en hausse (Labbe et al., 2023). La rivière Allier subit des étiages de plus en plus intenses et récurrents. Les conséquences de cette diminution du débit pendant de longues périodes sur l'hydrosystème Allier et plus particulièrement sur la nappe alluviale, ne sont pas connues et interrogent les gestionnaires. Un modèle de type pluie-débit (GARDENIA), une fois calibré, permet de tester différents scénarii climatiques. On montre ainsi que, à l'horizon 2030-2070, les débits de la rivière et les niveaux de nappe diminuent. A une échelle plus fine, une modélisation numérique (MODFLOW) montre que si le champ captant du Val d'Allier, utilisé pour l'alimentation en eau potable de la ville de Clermont-Ferrand, reste susceptible de satisfaire les besoins en eau, les rabattements simulés indiquent une potentielle tension sur la ressource qu'il conviendra de prendre en compte dans sa gestion future. Ce phénomène est amplifié si l'incision de l'Allier dans son lit se poursuit. A l'échelle des alluvions, nous montrons par différentes méthodes (hydrodynamique, géophysique, descriptive et des mesures distribuées de température) leur hétérogénéité qui impacte directement les flux souterrains et donc les propriétés de transport du milieu. Notre approche intégrée à différentes échelles, au travers de l'exemple de l'hydrosystème Allier, permet de mieux appréhender la complexité du milieu alluvial et de donner des pistes de réflexion quant à sa gestion actuelle et future.

Abstract

Alluvial hydrosystems constitute a water resource that is preferably exploited to meet the needs of irrigation, industries and drinking water supply. These aquifer systems are shallow, permeable and therefore easy to exploit. It is these very characteristics that make them under pressure in the face of global change. For example, in the Allier River Watershed (14,300 km²), rainfall, river flow rates and alluvial groundwater levels are decreasing and abstractions by different uses are increasing (Labbe et al., 2023). The Allier River is experiencing increasingly intense and recurrent low-water periods. The consequences of this reduction in flow over long periods on the Allier Hydrosystem, and more particularly on the alluvial aquifer, are not known and are of concern to water resource managers. A rainfall-runoff model (GARDENIA) can be used to test different climatic scenarios, after calibration. The results show that, by 2030-2070, river flow rates and groundwater levels will be declining. On a smaller scale, numerical modelling (MODFLOW) shows that while the Val d'Allier well-field, used to supply drinking water to the municipality of Clermont-Ferrand, is still likely to meet the water requirements, the simulated drawdowns indicate a potential strain on the resource that will need to be considered in its future management. This phenomenon is amplified if the Allier River continues to incise in its own riverbed. At the alluvium scale, we use various methods (hydrodynamic, geophysical, descriptive and distributed temperature measurements) to demonstrate their heterogeneity, which has a direct impact on groundwater fluxes and therefore on the transport properties of this medium. Our integrated approach at different scales, using the Allier Hydrosystem as an example, provides a better understanding of the alluvial environment complexity and offers insights into its current and future management.