

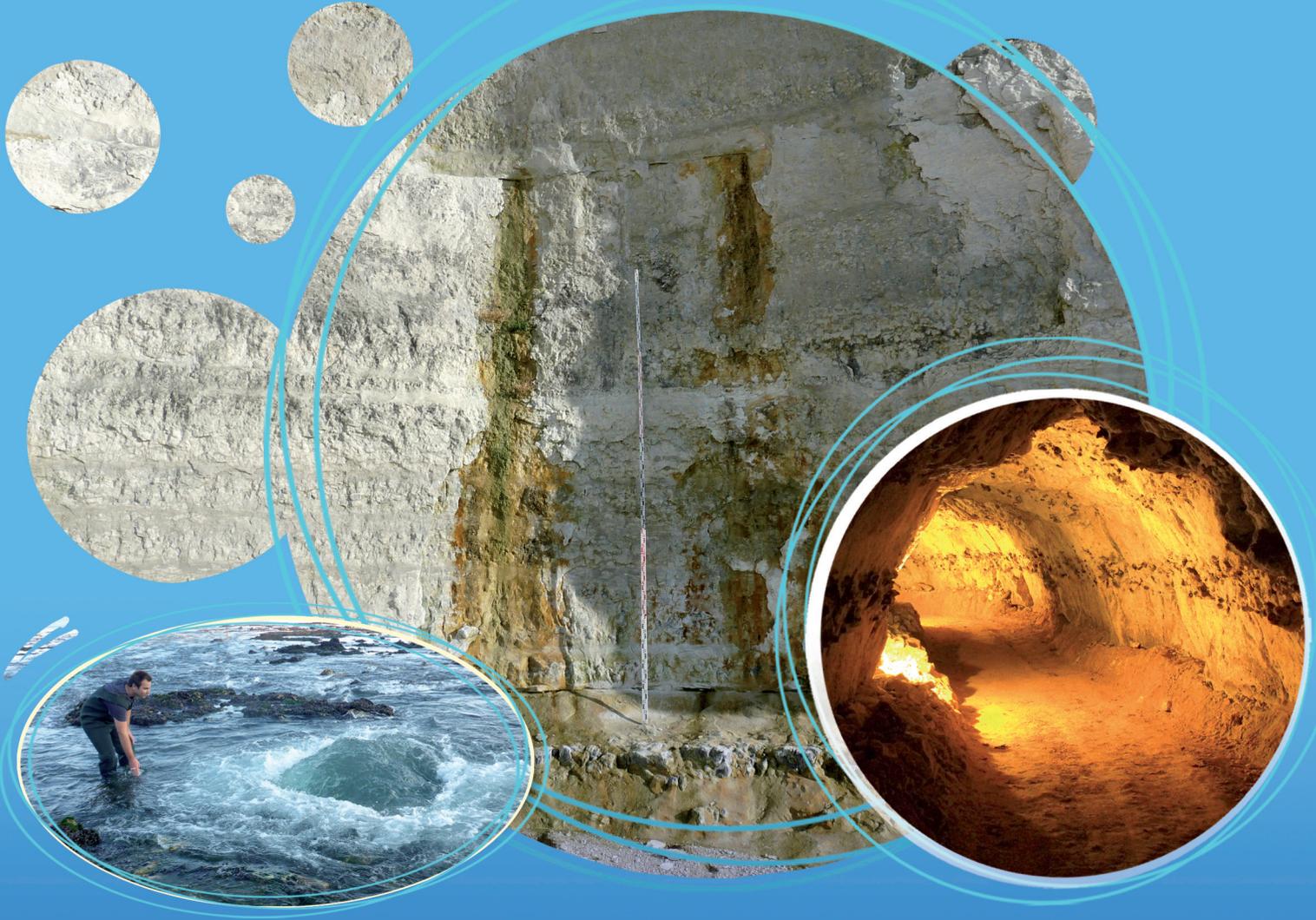
22èmes Journées Techniques du **Comité Français d'Hydrogéologie**
de l'Association Internationale des Hydrogéologues
 24 ▶ 26 MAI 2018 - **Stade Océane,**
Le Havre, Seine Maritime, France

ACTES DU COLLOQUE

www.cfh-aih.fr



En association avec l'AHSP



Hydrogéologie de la craie

En partenariat avec :



© CFH-AIH - AP0238 76 79 97 - Crédit photos : © BRGM / N. Masset / T. Guillard / J. Rodet



Hydrogéologie de la craie

The Hydrogeology of the Chalk

Vingt deuxièmes Journées Techniques du Comité Français d'Hydrogéologie
de l'Association Internationale des Hydrogéologues /
22th Technical Days of the International Association of Hydrogeologists, French Chapter

En association avec l'AHSP/In association with AHSP

24-26 mai 2018, Stade Océane, Le Havre, Seine Maritime, France

24-26 May 2018, Oceane Stadium, Le Havre, Seine Maritime, France

Hydrogéologie de la craie The Hydrogeology of the Chalk

24-26 mai 2018, Stade Océane, Le Havre, Seine Maritime, France

24-26 May 2018, Oceane Stadium, Le Havre, Seine Maritime, France

Coorganisateur / Co-organizers



Sponsors, parrainages / Sponsors



Coordinateurs scientifiques du colloque / Scientific coordinators

Nicolas Massei, Thierry Gaillard

Comité d'organisation / Organizing Committee

Michel BAKALOWICZ	Président du CFH
Laurence CHERY	BRGM Direction des Actions Territoriales - Secrétaire du CFH
Bouchra EL OIFI	Univ. Bordeaux - Secrétaire Adjointe du CFH
Thierry GAILLARD	CPGF Horizon
Laurence GOURCY	BRGM Direction D3E - trésorière du CFH
Emmanuel HAUCHARD	CODAH
Benoit LAIGNEL	Univ. Rouen Normandie
Alexandra LAURENT	Hydrogéologue indépendante
Frédéric LAPUYADE	SONDALP – Web master du CFH
Pierre MARCHET	Agence de l'Eau Adour Garonne - Secrétaire adjoint du CFH - AHSP
Nicolas MASSEI	Univ. Rouen Normandie
Thierry PAY	Conseil Départemental du Calvados – Président de l'AHSP

Comité Scientifique / Scientific Committee

Nicole BARAN	BRGM Direction des Laboratoires
Thierry BERTHE	Univ Rouen Normandie
Nicolas BRETOT	NB Eaux Environnement
Alain DASSARGUES	Univ. de Liège
Pierre-Yann DADID	BRGM Direction régionale Normandie
Anne DUPERRET	Univ. Le Havre Normandie
Jean-Paul DUPONT	Univ. Rouen Normandie
Camille EK	Univ. Liège
Andrew FARRANT	BGS British Geological Survey
Nicolas FLIPO	Mines Paris Tech
Matthieu FOURNIER	Univ. Rouen Normandie
Guillaume HANIN	BURGEAP
Abderrahim JARDANI	Univ. Rouen Normandie
Eric LASSEUR	BRGM Direction des Géoressources
Nicolas LECOQ	Univ. Rouen Normandie
Nicolas MASSEI	Univ. Rouen Normandie
Lou MAURICE	BGS British Geological Survey
Philippe MEUS	European Water Tracing Services
Gerard MONNIER	BURGEAP
Carole NEHME	Univ. Rouen Normandie
Didier PENNEQUIN	BRGM Direction régionale Normandie
Fabienne PETIT	Univ. Rouen Normandie
Yves QUINIF	Univ. Mons
Joël RODET	Univ. Rouen Normandie
Jean-Claude ROUX	Président d'honneur du CFH
Nicolas SURDYK	BRGM Direction Eau Environnement & Ecotechnologies
Danièle VALDES	Sorbonne Université
Hua Qing WANG	Univ. Le Havre Normandie
Luc WILLEMS	Univ. Liège

24-26 mai 2018, Stade Océane, Le Havre, Seine Maritime, France
24-26 May 2018, Oceane Stadium, Le Havre, Seine Maritime, France

La craie constitue un environnement carbonaté particulier ; ses spécificités litho-stratigraphiques lui confèrent des caractéristiques hydrauliques et hydrodispersives potentiellement très variables, induisant à la fois des écoulements lents d'échelle régionale à la faveur d'une porosité de matrice parfois très élevée, de la microfissuration et de la fracturation, et des écoulements rapides dans ses secteurs les plus fracturés et karstifiés.

Ces journées techniques ont pour principal objectif d'exposer et de discuter l'état actuel des connaissances sur le fonctionnement hydrogéologique de la craie. Elles donneront à la communauté hydrogéologique l'opportunité de débattre des avancées en matière de connaissance, de nouveaux concepts, de méthodologies de mesure, d'analyse de données, de modélisation hydrogéologique appliquées à la craie, mais également de gestion opérationnelle de la ressource.

Ces journées s'articuleront autour de communications orales, de sessions posters et d'une table ronde ouverte à la participation des congressistes.

La première partie dédiée aux exposés scientifiques et techniques (oraux ou posters) se déroulera sur 3 demi-journées. 3 grands thèmes principaux seront abordés sous forme de 3 sessions thématiques :

Session 1 - Caractérisation physique et hydrogéologique du réservoir de la craie : structure du réservoir (lithologie, porosité, fracturation, karst) et aspects quantitatifs des différents modes d'écoulement.

Session 2 - Nouveaux concepts, outils et méthodologies développées pour l'étude, la surveillance, la modélisation des aquifères crayeux. Les avancées seront notamment mises en perspective de l'état des connaissances depuis le dernier grand colloque sur l'hydrogéologie de la craie du Bassin de Paris (1978).

Session 3 - Aspects opérationnels : vulnérabilité, exploration et surveillance, protection, gestion de la ressource et des milieux humides associés

The chalk constitutes a particular carbonate environment; its litho-stratigraphic specificities give it potentially highly variable hydraulic and hydrodispersive characteristics in time and space. They induce both slow regional scale flows due to very high matrix porosity, microcracking and fracturing, as well as rapid flows within the most fractured and karstified areas.

The main objective of these technical days is to present and discuss the current state of knowledge on the hydrogeological functioning of chalk. It will give the hydrogeological community the opportunity to discuss advances in knowledge, concepts, measurement methodologies, data analysis, hydrogeological modeling applied to chalk, but also operational management of the resource.

The first part devoted to scientific and technical presentations (oral or poster) will take place over 3 half-days. 3 main themes will be addressed in the form of 3 thematic sessions:

Session 1 - Physical and hydrogeological characterization of the chalk reservoir: structure of the reservoir (lithology, porosity, fracturing, karst) and quantitative aspects of the different flow modes.

Session 2 - New concepts, tools and methodologies developed for the study, monitoring and modeling of chalky aquifers. In particular, progress made on the state of knowledge since the last major colloquium on the hydrogeology of chalk in the Paris Basin will be underlined.

Session 3 - Operational aspects: vulnerability, exploration and monitoring, protection, resource and associated wetland management.

Programme prévisionnel/Provisional schedule

Jeudi 24 mai 2018 / Thursday, 24 May 2018

08h00-09h30 **Accueil des participants / Registration**

09h00-09h40 **Ouverture du colloque / Opening ceremony**

M. Jean Baptiste GASTINNE, 1^{er} Vice-président de la CODAH

M. André BERNE, Directeur territorial Seine Aval de l'Agence de l'eau Seine-Normandie

M. Michel BAKALOWICZ, Président du Comité Français d'Hydrogéologie de l'AIH

M. Nicolas MASSEI et M. Thierry GAILLARD, coordinateurs scientifiques du colloque

09h40-10h00 **Conférence introductive / Introduction talk**

M. Jean Claude ROUX- Histoire de l'hydrogéologie de la Craie en France. Des actes du colloque de 1978 (Rouen) à aujourd'hui.

10h00-11h15 **Session 1 - Caractérisation physique et hydrogéologique du réservoir de la craie : structure du réservoir et aspects quantitatifs des différents modes d'écoulement**

Présidents de séance/Sessions chairs : Andrew FARRANT (BGS) & Guillaume HANIN (BURGEAP)

Introduction aux posters de la session 1/ Introduction to Session 1 posters

Andrew R Farrant, M. Woods, R. Vernon, J. Thompson, C. Cripps, R. Kendall and A. Newell (BGS)

3D geological modelling of the Chalk for groundwater management

O. Fay-Gomord, C. Allanic, E. Lasseur, M. Verbiest, B. Gauthier, S. Vandycke, R. Swennen (KU Leuven, BRGM, Total SA, Université Mons)

Fracturation vs. Stratigraphie de la craie (Cap Blanc Nez, France)

T. Gaillard, E. Hauchard (CPGF-Horizon, CODAH)

Les horizons karstogènes de la craie : apport de la stratigraphie aux écoulements de la Pointe de Caux (France)

11h15-11h30 ***Pause/ Coffee break – poster session 1***

11h30–12h45

Session 1 - Caractérisation physique et hydrogéologique du réservoir de la craie : structure du réservoir et aspects quantitatifs des différents modes d'écoulement (suite)

Président-e-s de séance/Session chairs : Carole NEHME (Université de Rouen-Normandie) & Eric LASSEUR (BRGM)

E. Lasseur, J. Saiag, O. Fay Gonord, C. Allanic, F. Paquet (BRGM, Université de Bourgogne Franche-Comté, KU Leuven)

La craie, un sédiment homogène et uniforme? Sédimentologie, géométries et hétérogénéités sédimentaires dans la craie, propriétés réservoirs

P-Y David, D. Pennequin, B. Meire, J-B. Charlier, B. Ladouche, S. Helouin, V. Feeny-Fereol (BRGM, DREAL Normandie)

Evolution des phénomènes karstiques dans la Risle Médiane, étude de la dynamique des pertes de débits, impacts sur les eaux souterraines, et étude des éléments déclencheurs de l'apparition de bétoires

B. Meire, P-Y. David, T. Jacob, A. Portal, F. Paquet, A. Bitri, D. Pennequin, E. Idée, E. Hauchard (BRGM, CODAH)

Détail d'une structure régionale majeure par méthodes géophysiques combinées – cas de la faille de Fécamp-Lillebonne (Seine-Maritime, France)

C. Nehme, A. Farrant, J. Rodet, D. Todisco, D. Sahy, J Michael Grappone and M. Woods (University of Rouen, BGS, University of Liverpool)

The Chalk karst of Normandy, France: reconstruction and evolution of palaeoaquifer levels along the Seine River

L. Turban, S. Sabatier, E. Hauchard (IDDEA, Université de Rouen)

Influence de la structure et des accidents géologiques sur le fonctionnement karstique de l'aquifère crayeux normand – Exemple du bassin de la Raçon

12h45-14h00

Déjeuner/Lunch

14h00-15h30

Session 2 - Nouveaux concepts, outils et méthodologies développées pour l'étude, la surveillance, la modélisation des aquifères crayeux

Présidents de séance/Session chairs : Alain DASSARGUES (Université de Liège) & Nicolas LECOQ (Université de Rouen-Normandie)

Introduction aux posters de la session 2/ Introduction to Session 2 posters

A. Dassargues (Université de Liège)

La double porosité de la craie : influence sur le transport de solutés et de chaleur

L. Duran, N. Massei, N. Lecoq, M. Fournier, D. Labat (Trinity College Dublin, Université de Rouen, Université Toulouse 3 Paul Sabatier)

Internal behaviour of a chalk karst aquifer highlighted by reservoir modelling and signal decomposition methods

N. Amraoui, D. Thiéry, L. Arnaud (BRGM)

Mécanismes d'écoulement dans la craie non saturée : approche expérimentale et modélisation à l'échelle du bassin de l'Hallue

D. Thiéry, N. Amraoui (BRGM)

Modélisation du transfert d'eau et de chaleur à travers la craie non saturée avec un schéma à double porosité - Validation avec des données expérimentales depuis la surface du sol jusqu'à la nappe

D. Valdès-Lao, N. Chen, C. Marlin, H. Blanchoud, M. Rouelle, P. Ribstein (Sorbonne Université, Université Paris 11)

La carrière souterraine de Saint-Martin-le-Nœud : observatoire des transferts dans la Zone Non Saturée de la Craie.

15h30-16h00

Pause/Coffee Break and posters

16h00 – 17h15

Session 2 - Nouveaux concepts, outils et méthodologies développées pour l'étude, la surveillance, la modélisation des aquifères crayeux (suite)

Présidents de séance/Session chairs : Matthieu FOURNIER (Université de Rouen-Normandie) & Ludovic TURBAN (IDDEA)

D. Viennet, M. Fournier & J.P. Dupont (Université de Rouen, Université de Caen)

Nature des particules en suspension dans l'aquifère de la craie : une nouvelle approche par morphogranulométrie

A. Sbai (BRGM)

Nouvelle méthode de modélisation des temps d'arrivée et de visualisation des interactions hydrauliques : Application à la délimitation des zones d'appels dans un champ captant

D. Pennequin, P-Y. David, M. Servière, N. Amraoui, P. Pannet & C. Loiselet (BRGM)

Groundwater modelling for water resources management in the fractured and karstified chalk aquifer system in Eastern Normandy

M. Savary, N. Massei, A. Johannet, J-P. Dupont, E. Hauchard (Université de Rouen, Ecole des mines d'Alès, CODAH)

Identification d'un proxy pour les produits phytosanitaires au niveau du captage AEP d'Yport

M. Savary, N. Massei, A. Johannet, J-P. Dupont, E. Hauchard (Université de Rouen, Ecole des mines d'Alès, CODAH)

Prévision de la turbidité par apprentissage statistique : cas du forage pour l'alimentation en eau potable d'Yport

17h15–17h35

Synthèse du colloque de la Société Géologique de Londres (avril 2018)/Royal Society of London Rolf Farrell Agence Environnementale, Royaume Uni

A two day conference on the Hydrogeology of the Chalk by the Hydrogeological Group of the Geological Society (supported by the Contaminated Land Group) covering current practice and future challenges on the characterisation and management of Chalk aquifers in the UK and elsewhere. The Geological Society, Burlington House, London. 25th-26th April 2018

www.hydrogeologyofthechalk.org.uk

17h45-18h30 **Table ronde : « La sensibilité de la ressource en eau (quantité et qualité) sous changements environnementaux » / Round table: « Water resources sensibility (quantity and quality) to global change »**

Animateurs : Laurence CHERY et Alexandra LAURENT, Nicolas MASSEI

André BERNE AESN,
Sylvie HOMER ARS Normandie
Nadia AMRAOUI BRGM
Emmanuel HAUCHARD CODAH,
Thierry GAILLARD CPGF Horizon,
Frédéric GRESSELIN DREAL Normandie.

Fin de la première journée / End of the first day

19h00-19h30 Réunion des membres du CFH : Retour sur l'assemblée générale du CFH (06/04/2018 à Avène-les-bains). French chapter of IAH: Focus on April 2018 Annual General Meeting

20H00 *Dîner / Dinner Stade Oceane*

Vendredi 25 mai 2018 / Friday, 25 May 2018

08h00-08h30 **Accueil des participants / Registration**

08h30-10h00 **Session 3 - Aspects opérationnels : vulnérabilité, exploration et surveillance, protection, gestion de la ressource et des milieux humides associés**

Président-e-s de séance/Session chairs : Danièle VALDES (Université Paris VI Sorbonne) & Didier PENNEQUIN (BRGM)

Introduction aux posters de la session 3/ Introduction to Session 3 posters

P-H. Mondain, C. Boulay (CALLIGEE)

Origine d'effondrements survenus à la source du Gouffre à Offranville (76) : Karst ou pas ?

P-H. Mondain (CALLIGEE)

Exemple d'aménagement d'une « bétoire » dans le périmètre rapproché du captage AEP de la Chutenaie à Saffré (44)

Feifei Cao, J. Jaunat, P. Ollivier (Université de Reims Champagne-Ardenne, BRGM)

Cartographie de la contamination de la nappe de la craie de Champagne en ions perchlorates

N. Surdyk (BRGM)

Study of nitrate transfer in the chalky unsaturated zone of agricultural plots

F. Gresselin, C. Bordier, B. Dardaillon, F. Parais, F. Kauffmann (DREAL Normandie, Université de Caen, CNRS)

Le rôle des eaux souterraines dans la régulation du cycle thermique des rivières : l'exemple de la Touques et de l'Orne

10h00-10h30

Pause/Coffee Break poster session

10h30-11h30

Session 3 - Aspects opérationnels : vulnérabilité, exploration et surveillance, protection, gestion de la ressource et des milieux humides associés (suite)

Président-e-s de séance/Sessions chairs : Jean-Paul DUPONT (Université de Rouen-Normandie) & Cécile GARNIER (AESN)

L. Arnaud, N. Amraoui (BRGM)

Optimisation de l'exploitation des eaux souterraines du bassin versant crayeux de l'Avre (Somme)

R. Vigouroux, A. Blondeau, M. Boisson (ARTELIA Eau et Environnement)

Caractérisation hydrodynamique d'un aquifère alluvio-crayeux soumis à la marée de la Seine

C. Tisserand, C. Næuvéglise, P. Laugier, C. Jost (Setec Hydratec, Seine Grands Lacs)

Fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère Craie – Alluvions dans la Bassée

V. Bault, B. Bourguine, L. Cary, L. Gourcy, A. Winckel (BRGM)

Etude du fonctionnement global de l'hydrosystème du Marquenterre, en lien avec les marais arrière-littoraux

11h30-12h00

Synthèse technique / Technical synthesis

Clôture du colloque / Thanks. Closure of the Conference

12h00-12h45

Buffet rapide/Quick lunch

13h00

Départ du bus pour l'excursion/Field trip Bus departure

SESSIONS POSTERS

Session 1 - Caractérisation physique et hydrogéologique du réservoir de la craie : structure du réservoir et aspects quantitatifs des différents modes d'écoulement

- P1-1 *Fournier M., Lecoq N, Rodet J., Slimani S., Dupont J.P., Massei N.* (Normandie Univ., UNIROUEN, UNICAEN, ISTOM)
Fonctionnement de la grotte des Petites Dales replacé dans le contexte hydrogéologique régional
- P1-2 *M-A. Pillet* (CALLIGEE)
Mise en évidence de la complexité des aquifères crayeux dans le pays chartrain (28)
- P1-3 *J. Saiïag, P-Y. Collin, J-P. Sizun, B. Caline, E. Lasseur* (Univ. Bourgogne Franche-Comté, Total France E&P, BRGM)
Caractérisation des hétérogénéités sédimentaires et pétrophysiques de la Craie (Normandie et Boulonnais)
- P1-4 *P. Pannet, T. Jacob, K. Samyn, A. Bitri, F. Quesnel* (BRGM)
Caractérisation du réservoir de la craie. Définition de structures locales à l'aide de méthodes géophysiques. Apports dans la gestion de l'eau et des risques. Cas du secteur de Dieppe (Seine-Maritime, France)
- P1-5 *S. Chédeville, B. Laignel, J. Rodet, E. Hauchard, D. Todisco, N. Massei, G. Hanin* (CODAH, Centre Normand d'Étude du Karst, Université de Rouen)
Approche multiéchelle de la dynamique sédimentaire karstique: de l'échelle événementielle à l'échelle pluriannuelle. Exemple de la source de la Bruisseresse, Normandie, France
- P1-6 *A. Duperret, S. Vandycke, J-P. Colbeaux, B. Van Vliet-Lanoe* (Normandie Université, Université de Mons)
Les "rideaux" du paysage crayeux du NW du bassin de Paris : une combinaison tectonique, cryoclastique et karstique favorisant une conduite hydrogéologique de réservoir.

Session 2 - Nouveaux concepts, outils et méthodologies développées pour l'étude, la surveillance, la modélisation des aquifères crayeux

- P2-1 *L. Zouhri, P. Lutz, P-E Meurant* (UniLaSalle Beauvais)
Le site expérimental hydrogéologique de Beauvais (Les Hauts-de-France): de l'observation à l'expérimentation hydrogéophysique
- P2-2 *S. Chédeville, N. Lecoq, B. Laignel, J. Rodet, D. Todisco* (CODAH, Centre Normand d'Étude du Karst, Université de Rouen)
Essai de modélisation de la dynamique hydro-sédimentaire karstique : exemple de la source de la Bruisseresse, Normandie, France

Session 3 - Aspects opérationnels : vulnérabilité, exploration et surveillance, protection, gestion de la ressource et des milieux humides associés

- P3-1 *F. Amraoui* (Hassan II Université Casablanca)
Etat des lieux et adaptation au changement climatique de l'aquifère karstique du Lias du Sais au Maroc
- P3-2 *P-Y. David, D. Pennequin, N. Jallais* (BRGM)
Karst de la craie : outil participatif pour améliorer la connaissance, la gestion et la protection de l'aquifère karstique de la craie de Normandie

TABLE DES MATIERES / TABLE OF CONTENTS

	Page
Conférence introductive/Introductive Talk	17
Session 1 : Communications orales / Oral Communications	23
Session 1 : Posters	87
Session 2 : Communications orales / Oral Communications	109
Session 2 : Posters	179
Session 3 : Communications orales / Oral Communications	193
Session 3 : Posters	289

CONFÉRENCE INTRODUCTIVE
INTRODUCTIVE TALK

Histoire de l'hydrogéologie de la Craie en France

Jean-Claude ROUX⁽¹⁾

(1) Ancien Ingénieur Hydrogéologue du BRGM et ancien Directeur du Service Géologie Régional Normandie-Picardie et Président d'honneur du Comité Français d'Hydrogéologie

Les aquifères crayeux représentent en France la plus grande extension des aquifères. Ils couvrent 110 000 km², soit 20 % du territoire métropolitain, dont 70 000 km² en affleurement. Ils sont principalement présents en Champagne, Gâtinais, Normandie, Nord – Pas-de-Calais, Picardie et Touraine. La puissance de la Craie peut atteindre jusqu'à 400 mètres (forage de Grenelle) à Paris.

Depuis près de 150 ans, l'hydrogéologie de la Craie a fait l'objet de nombreuses études dont, autrefois, la plupart étaient ponctuelles ou locales.

Dans les régions où la Craie affleure, toutes les collectivités y puisent leurs ressources, ainsi que les industries, à quelques exceptions près (Haute-Lys dans le Nord, pour l'AEP, Norville en Basse-Seine pour l'eau industrielle). Même lorsqu'elle est captive, dans certaines régions telle que la Beauce, la Craie peut encore se révéler aquifère. On estime les prélèvements à un milliard de m³ par an. Rien qu'en Île-de-France la nappe de la Craie représente 55 % des prélèvements en eau souterraine.

C'est J.-B. Lamarck en 1802, qui créa le mot « Hydrogéologie », lui donnant le sens de « Recherches sur l'influence qu'ont les eaux sur la surface du globe terrestre ».

La première étude complète connue sur les eaux de la Craie, remonte au Second Empire où, Eugène Belgrand, ingénieur des Ponts et Chaussées et, géologue, à la demande du Baron Haussmann, Préfet de Paris, recherche des eaux de bonne qualité pour l'alimentation de la capitale. Il s'intéresse particulièrement aux Sources de la Vanne dans le Sénonais. Avant de capter les plus intéressantes, il fit réaliser de 1867 à 1885 des études très détaillées avec suivi permanent des débits, relations avec les pluies et de leur qualité. Les sources captées, telles que celles d'Armentières et de Cerilly ont été conduites vers Paris par gravité aux moyens d'un aqueduc de 175 km de long, toujours en service.

De nos jours avec les captages du groupe des sources de la Vanne, et de l'Avre, près de Dreux, mais aussi des sources de la Dhuis et de Provins dans le calcaire de Champigny, la ville de Paris est alimentée à 55 % par de l'eau de source, dont au moins la moitié d'eaux de la craie.

Dans sa grande sagesse, Belgrand a fait acheter les terrains dans l'environnement des captages, par la ville de Paris, afin de pallier les risques de pollution bactériologique, étant ainsi le pionnier des périmètres de protection. Ceux-ci sont d'ailleurs devenus obligatoires en 1902, rendant obligatoire l'intervention d'un géologue collaborateur du Service de la Carte géologique de France.

Les premiers suivis réguliers du niveau de la nappe de la Craie datent du début des années 1900. Ce sont les industriels, inquiets de l'abaissement des niveaux de la nappe du fait des pompages des industries et l'exhaure des mines, qui surveillent quotidiennement le niveau de leur forage.

La chronique la plus ancienne connue est celle du forage des Hudions, à Orchies, dont les premières mesures datent de 1902. Certains de ces ouvrages, plus d'un siècle après, sont toujours mesurés dans le cadre du réseau piézométrique national.

Les Chemins de fer du Nord ont également fourni des chroniques intéressantes jusque dans les années 50, date de l'électrification des lignes. Le but était de vérifier si la hauteur d'eau dans les puits des gares était suffisante pour assurer l'alimentation des machines à vapeur.

À la même époque, Jules Gosselet, géologue à la Faculté des Sciences de Lille, s'intéresse à la géologie du Nord de la France, et notamment celle du Bassin Minier. Chargé du suivi géologique des puits de mines, il

remarque, que même en profondeur, dans la Craie compacte, on rencontre des fractures ou des fissures horizontales pouvant débiter jusqu'à 200 L/s.

C'est Louis Dollé qui introduit le concept de niveau piézométrique. Il réalise la première carte piézométrique, dans le bassin d'Orchies, et créé, en 1916 le premier certificat d'hydrogéologie.

En 1933, Antoine Bonte de la Faculté des Sciences de Lille, à la demande des Ponts et Chaussées, est envoyé par Dollé dans le département de la Somme pour y étudier ses ressources hydrogéologiques. Il dresse une carte isopiézométrique de la Craie dans le Nord-Ouest du département.

Durant toutes ces années, les travaux furent nombreux, surtout dans le Nord de la France, mais très ponctuels et dispersés, sans liens entre eux. Les géologues implantaient des forages pour les collectivités, mais sans vraiment tirer parti des résultats (comparaison des rendements, situation hydrogéologique) ou leur qualité.

Au fil des années, cependant les connaissances avaient évolué, d'abord par les travaux des naturalistes, des ingénieurs et des géologues. Les premiers travaux de synthèse reviennent essentiellement à la Faculté des Sciences de Lille. C'est réellement à partir de 1945 que, après les naturalistes, puis les géologues, les hydrogéologues « entrent dans le jeu ».

D'abord avec la création d'un enseignement spécialisé à l'Ecole nationale supérieure de Géologie de Nancy. Jean Margat en obtint le premier diplôme en 1946. Puis par la création des DEA d'hydrogéologie en 1955-56 de 3^{ème} cycle aux universités de Paris, Bordeaux et Montpellier.

A la Sorbonne, c'est Gilbert Castany, géologue au BRGM, qui est chargé des cours d'hydrogéologie au Certificat de géodynamique externe.

La première thèse de 3^{ème} cycle d'hydrogéologie est obtenue par Claude Mégnien en 1960 et elle concerne justement la Craie du système hydrogéologique de la Vanne, dans le Sénonais.

C'est en 1956 que les ressources en eau souterraine deviennent un problème national pour les pouvoirs publics. Un article dans la revue de l'industrie minière (P. Lafitte et J. Ricour), conclut au « rôle indispensable du géologue pour la recherche et la protection des eaux souterraines ».

A la demande du Ministère de l'Industrie, le BRGM crée les IRH (Inventaire des Ressources Hydrauliques) dans les régions les plus sensibles (Nord – Pas-de-Calais, Lorraine, Seine-Maritime et Gironde), régions où les industries sont grandes consommatrices d'eau.

C'est à Douai qu'est implanté le Service le plus important, celui du Nord – Pas-de-Calais, et c'est évidemment l'aquifère de la Craie qui est la priorité n° 1 des études. Elles portent tout d'abord sur l'implantation de réseaux de mesures piézométriques et hydrologiques, l'inventaire systématique des puits et forages dans toutes les communes, ce qu'on appelait le « ratissage », avec la collecte systématique de la documentation (coupes géologiques et techniques, essais de débit, analyses) auprès des collectivités, des services de l'état et des entreprises de forage. C'est ce qui a permis la création d'un fond documentaire considérable à l'origine de la BSS.

Pour chaque coupure IGN, des rapports de synthèse sont établis, avec implantation des ouvrages, cartes isopiézométriques, synthèses géologiques et de la qualité des eaux. Ces rapports sont toujours consultables et les données ponctuelles figurent en BSS.

A partir de 1960, les thèses se multiplient sur l'hydrogéologie de la Craie. D'abord essentiellement des monographies de bassins : la Somme, la Canche l'Authie, la Champagne.

Avec la création des Services Géologiques Régionaux par Jean Ricour, en 1963, l'hydrogéologie se développe dans toute la France.

De nombreux hydrogéologues diplômés de l'ENSG et des universités sont recrutés (BRGM, BURGÉAP, grands bureaux d'études, Agences financières de bassin, puis dans des Directions départementales de l'Agriculture et des départements). Les régions crayeuses en bénéficient largement (Nord, Picardie, Normandie, Champagne, Sud-Est du Bassin de Paris).

Des réseaux de mesures piézométriques et hydrogéologiques sont mis en service progressivement. On peut ainsi suivre le régime de la nappe de la Craie dans l'ensemble du Bassin de Paris.

Les bilans hydrologiques de bassins permettent de détecter les pertes partielles de cours d'eau (exemple : Rivière du Commerce et du Dun en Normandie).

En 1965-66, le bassin expérimental de l'Hallue est créé par le BRGM dans la Somme, près d'Amiens, sur financement de la DGRST dans le cadre de la Décennie hydrologique internationale.

Il s'agit non seulement du seul bassin représentatif de l'aquifère de la Craie, mais aussi d'une recherche unique en France.

D'une superficie de 220 km², il est équipé de 4 stations de jaugeage permanentes, 3 parcs climatologiques, une dizaine de pluviomètres dont les relevés sont quotidiens. Soixante puits à relevé bi-mensuel des niveaux, dont une dizaine sont équipés d'enregistreurs. Cet équipement exceptionnel a permis notamment le calcul précis de la répartition des précipitations et de l'évapo-transpiration, des relations nappes/rivière, et de la proportion d'eau souterraine alimentant la rivière.

Outre le BRGM, plusieurs organismes en ont utilisé les données pour mettre au point leurs méthodes de mesures et leurs modèles (Universités, École des Mines, École nationale supérieure d'Hydraulique de Grenoble). Quelques points de mesures piézométriques et hydrauliques sont toujours suivis dans le cadre des réseaux régionaux.

Des sites sur le bassin ont également été équipés, ultérieurement, pour étudier par tensiomètres, l'écoulement de l'eau, ou le transfert des nitrates dans la zone non saturée.

Les longues chroniques de mesures depuis 1965 ont servi de base pour mieux comprendre les mécanismes de remontée de nappe lors des inondations de la vallée de la Somme en 2001, afin d'établir des modèles prévisionnels de crues.

À la fin des années 70, des réseaux piézométriques étaient déjà implantés sur l'ensemble de la Craie du Nord et du Bassin de Paris, certains ont même déjà fait l'objet d'optimisation.

Des « réseaux Qualité » ont été mis en place vers 1973 en zone rurale et en zone industrielle (Rouen, Saint-Quentin ...). Les études préalables au choix des points d'eau ont mis en évidence l'accroissement des teneurs en nitrates dans les eaux souterraines depuis la fin des années 50.

Les IRH sont terminés, la cartographie piézométrique est achevée, plusieurs cartes hydrogéologiques éditées, et les premiers atlas hydrogéologiques départementaux (Seine-Maritime, Eure, Somme ...) sont publiés. Plusieurs cartes de vulnérabilité aux pollutions sont établies dans les régions crayeuses.

L'ensemble des études générales et ponctuelles a permis de comprendre la diversité de la nature des caractéristiques des aquifères crayeux, en surface et en profondeur, de la Craie compacte en Champagne, à la Craie karstifiée du Pays de Caux, ainsi que les interactions Craie alluvions dans les vallées (Seine à Montereau, ZI de Rouen, Aubergenville). Ainsi en 1978, grâce aux études et recherches considérables effectuées depuis une trentaine d'années, on pouvait déjà considérer que l'hydrogéologie de la Craie était assez bien connue.

Nous avons alors pris l'initiative de réunir non seulement les divers spécialistes impliqués dans la recherche et l'étude, la gestion, et l'exploitation des eaux souterraines dans la Craie : hydrogéologues, hydrodynamiciens, géologues, géophysiciens, hydrogéochimistes, géophysiciens, afin de faire le bilan des connaissances, confronter leur expérience et orienter les méthodes d'étude et de recherche, mais aussi les utilisateurs et gestionnaires de la ressource.

Ainsi les 25 et 26 mai 1978, il y a 40 ans à un jour près, se tenait à Rouen, dans la salle de conférence de la Préfecture, sous la haute présidence d'André Bettencourt, Président de la région Haute-Normandie, le premier colloque sur l'hydrogéologie de la Craie du Bassin de Paris. Nous y avons associé l'Association des Géologues du Bassin de Paris (AGBP), pour sensibiliser les géologues aux questions des eaux souterraines.

22^{èmes} journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie
de l'Association Internationale des Hydrogéologues.
« Hydrogéologie de la craie » Le Havre, mai 2018

Ces journées comportaient 4 sessions :

- Réservoirs et ressources : Président Ch. Pomerol (Président de l'AGBP). Rapporteur général : J.-C. Roux, BRGM Picardie-Normandie.
- Qualité chimique des eaux souterraines et pollutions : Président G. Castany (vice-président de l'AIH). Rapporteur général : G. Conrad, Université de Rouen.
- Utilisation des eaux souterraines : Président Cl. Lefrou (Service des Problèmes de l'Eau, Ministère de l'Environnement). Rapporteur général : G. Duermael (Agence de l'eau Artois-Picardie)
- Techniques de prospection et d'exploitation : Président J. Archambault (Directeur du BURGÉAP). Rapporteur général : J. Margat (BRGM).

Environ 80 communications ont été présentées oralement ou publiées dans les actes du colloque. André Bettencourt a ouvert et clôturé ces journées. Cette manifestation a réuni 200 personnes, dont des hydrogéologues Belges et Britanniques. Les participants étaient non seulement des géologues et hydrogéologues (BRGM, Bureaux d'étude, Universités et École des Mines), mais aussi des industriels, des foreurs, des Services techniques de collectivités, des distributeurs d'eau et également des représentants des Agences de bassin et des Services de l'État (DDASS, DDA, DDE).

La journée du lendemain fut consacrée à la visite des captages de Radicatel et de la source de Bruisseresse, des travaux du port pétrolier d'Antifer, des « Fontaines d'Yport », et de l'usine des eaux industrielles de Norville, sur la Seine.

De l'avis des participants, ce colloque fut très réussi et enrichissant. Il aurait mérité d'être renouvelé plus tôt.

Enfin, voilà qui est fait aujourd'hui, à l'initiative de Nicolas Massei et de Thierry Gaillard, dans le cadre de ces 22^{èmes} journées techniques du CFH.

Depuis 1978, de très nombreuses recherches et travaux ont été réalisés sur les nappes et les aquifères crayeux.

Mes fonctions au BRGM dans les domaines de l'environnement m'ont permis de me tenir au courant de certaines avancées des recherches et des réalisations. On retiendra, notamment les expérimentations de mesure des vitesses d'infiltration des nitrates par bougies poreuses, la datation des nappes par utilisation des isotopes, la découverte de phénomènes de dénitrification naturelle sous recouvrement, la mise au point des modèles prévisionnels de variation du niveau des nappes et de débit des cours d'eau. Une synthèse sur l'état des connaissances a été publiée en 1993 (Bull. Hydrogéologie, 1993-27 (cf. Biblio.).

Les nouveaux moyens informatiques ont permis le développement et le traitement des bases de données, telles que les SIGES, et les modélisations.

Alors je suis convaincu, que ces 22^{èmes} journées techniques du CFH vont, d'après le programme qui est présenté, révéler les progrès considérables accomplis dans les connaissances et la gestion des aquifères crayeux durant les quarante dernières années.

SESSION 1

Caractérisation physique et hydrogéologique du réservoir de la craie : structure du réservoir et aspects quantitatifs des différents modes d'écoulement

Communications orales
Oral communications

3D geological modelling of the Chalk for groundwater management

Andrew R Farrant⁽¹⁾, Mark Woods⁽¹⁾, Rowan Vernon⁽¹⁾, Jo Thompson⁽¹⁾, Catherine Cripps⁽¹⁾, Rhian Kendall⁽²⁾, and Kathryn Lee⁽¹⁾

(1) British Geological Survey, Keyworth, Nottingham, NG12 5GG

(2) British Geological Survey, Cardiff University, Main Building Park Place Cardiff CF10 3AT

arf@bgs.ac.uk

KEYWORDS : Chalk, 3D models, Chilterns

ABSTRACT

The Chalk Group is the most important aquifer in southern England, and is under increasing stress both in terms of groundwater quality and availability. Water quality is impacted by point source and diffuse contamination including nitrates and pesticides. Groundwater resources are impacted by the demands of an increasing population; regulatory requirements to reduce abstraction to maintain river flows, and climate change leading to increased risk of drought and groundwater flooding. These all necessitate improved aquifer management, which requires a better understanding of the aquifer properties. In the 1990's, a new high-resolution Chalk Group stratigraphy revolutionized our understanding of the geological basis for the hydrogeological and engineering properties of the Chalk. The UK Chalk is now divided into nine formations, and major marl seams, flint bands and hardgrounds can be correlated across the Anglo-Paris basin. Lithology, stratigraphical discontinuities (marl seams, flints and hardgrounds) and tectonic structures (faults, joint style and folds) all influence groundwater flow. Geological mapping using this stratigraphy has now been applied across much of southern England. The Chalk can no longer be viewed as a single homogenous medium. Recent geological mapping and 3D modelling by the British Geological Survey in the Chilterns, the North Downs and the Yorkshire Wolds has demonstrated that a high-resolution 3D understanding of the geology can provide a much better conceptual framework of Chalk groundwater flow that can be tested using industry standard hydrological models.

INTRODUCTION

The Upper Cretaceous Chalk Group underlies much of southern and eastern England. It is the most important British aquifer in terms of both yield and size of dependent population, and supports many wetlands, springs and streams. More than 75% of the water for public supply in south and east England comes from the Chalk aquifer. As a consequence it is a heavily exploited groundwater resource.

In recent years the Chalk aquifer, particularly in the densely populated area around London has come under increasing pressure. Groundwater contamination is impacting public water supply abstractions and river quality with rising levels of nitrate. Other contaminants including pesticides, phosphates, cryptosporidium (Morris and Foster, 2000), pathogens from leaking sewers, and organic and inorganic compounds from commercial and industrial activities have caused significant problems in some catchments. Examples include the release of perfluorooctane sulphonate following the Buncefield oil fire near Hemel Hempstead (Nicolas and Whitfield, 2013), bromate from a disused industrial site north of St Albans (Cook et al., 2012), chlorinated solvents in the Luton and Dunstable area (Longstaff et al., 1992), tetrachloroethene from a tannery at Sawston, Cambridgeshire (Lawrence et al., 1996), and outbreaks of cryptosporidiosis from contaminated groundwater (Willocks, 1998). Saline water intrusion is also an issue in some coastal and estuarine catchments. All of these have impacted public water supply boreholes. At present, most chalk groundwaters require minimal treatment prior to injection into the public supply, but significant investment and ongoing costs in treatment plants, pumps and pipelines will be needed if levels of nitrate and other contaminants rise above permitted levels.

Many Chalk streams are globally important ecological habitats. The majority of these streams are in southeast England, and are designated a Priority Habitat in the UK's national Biodiversity Action Plan (BAP), or are protected under the European Union Habitats Directive. These are under threat from over abstraction which contributes to low flows on a number of chalk streams, resulting in the drying out of some reaches, and impacting riparian zones. Low flows also encourage the accumulation of silt and changes in the aquatic vegetation structure. High nutrient loading from sewage discharges and agricultural fertilizers causes excessive growth of blanket weeds and de-oxygenation, whilst modification of stream channels can cause changes to stream flows. Compounding these problems is climate change with the prospect of increasing incidences of drought and low flows, but also heavy rainfall leading to groundwater flooding. To alleviate problems of low flow streams, water companies are required to operate within the framework provided by the UK Environment Agency's Catchment Abstraction Management Strategies (CAMS). They are required to reduce abstractions whilst needing maintain or increase supplies to meet the demands of a growing population. This necessitates water companies, regulators and other stakeholders to manage groundwater resources more closely.

One potential solution is to reduce the nitrate and pesticide load from agriculture by persuading landowners and farmers to practice less intensive agriculture. However, this entails determining the source of groundwater feeding individual abstraction boreholes, and improved catchment delineation. Similarly, robust groundwater models are necessary to accurately predict contaminant plumes from point source pollution events. These solutions require a good understanding the Chalk bedrock, particularly the spatial distribution of lithological and structural discontinuities that act as potential preferential flow pathways. Understanding the hydrogeological properties of the Chalk, and in particular how these are influenced by chalk lithology and how this varies spatially is essential for groundwater management.

THE CHALK REVOLUTION

Over the past thirty years, our understanding of the Chalk has undergone a revolution, both in terms of its stratigraphy, but also its variability in 2D and 3D space. This has been led by the requirement for more detailed geological information for engineering schemes (Mortimore et al., 1990; Warren and Mortimore, 2003; Mortimore, 2011) and from a comprehensive program of geological mapping across the Chalk outcrop by the British Geological Survey.

In southern England, the Chalk varies between about 200 and 560 m in total thickness, and mainly comprises fairly pure fine-grained microporous limestones, although with important variations in clay content, hardness, texture, fossil content and occurrence of flint. These lithological variations influence the engineering and hydrogeological properties of the Chalk (Mortimore et al., 1990; Warren and Mortimore, 2003; Mortimore, 2011) and topographical expression (Aldiss et al., 2012). The first lithostratigraphical classification of the Chalk was a simple three-fold classification into Lower, Middle and Upper Chalk (Jukes-Browne and Hill, 1903, 1904). This subsequently evolved through a transitional phase of regionally distinct lithostratigraphical schemes (Mortimore, 1986; Robinson, 1986; Jarvis & Woodroof, 1984; Wood & Smith, 1978), culminating in two integrated national schemes for northern and southern England (Rawson et al., 2001; Hopson, 2005). These new lithostratigraphical schemes are based on the bulk rock-mass character of the individual formations; some chalks are soft and very flinty, others hard and nodular, or very marl-rich with limestone couplets. As such, they are a better reflection of the variations in composition than the traditional subdivisions. However, for a lithostratigraphical scheme to have impact, the formation boundaries must be mappable – i.e. they can be traced across the outcrop without the benefit of cliff or quarry sections.

Until the early 1990's, most geological maps of the English Chalk Group showed just the Lower, Middle and Upper Chalk formations (Figure 1). These were based on broad variations in abundance of flint and the occurrence of two hard marker beds, the 'Chalk Rock' at the base of the Upper Chalk, and the 'Melbourne Rock' at the base of the Middle Chalk. The Lower Chalk was further subdivided into the Grey Chalk and Chalk Marl by the 'Totternhoe Stone'. However, this subdivision proved problematic, mainly related to lateral facies changes across the basin. The traditional tripartite stratigraphy is most applicable to the Chilterns, but breaks down when applied further south and west. The Chalk Rock and the Totternhoe Stone are not recognizable in Hampshire and the South Downs. Around Brighton, the Middle and Upper Chalk were grouped into a single thick undivided unit. One of the problems with the tripartite scheme was that each unit lumped together significant lithological complexity, and were so thick that much of the structural resolution was lost. In northern England (the 'Northern Province') and Northern Ireland, the Lower, Middle and Upper Chalk formations cannot be recognised.

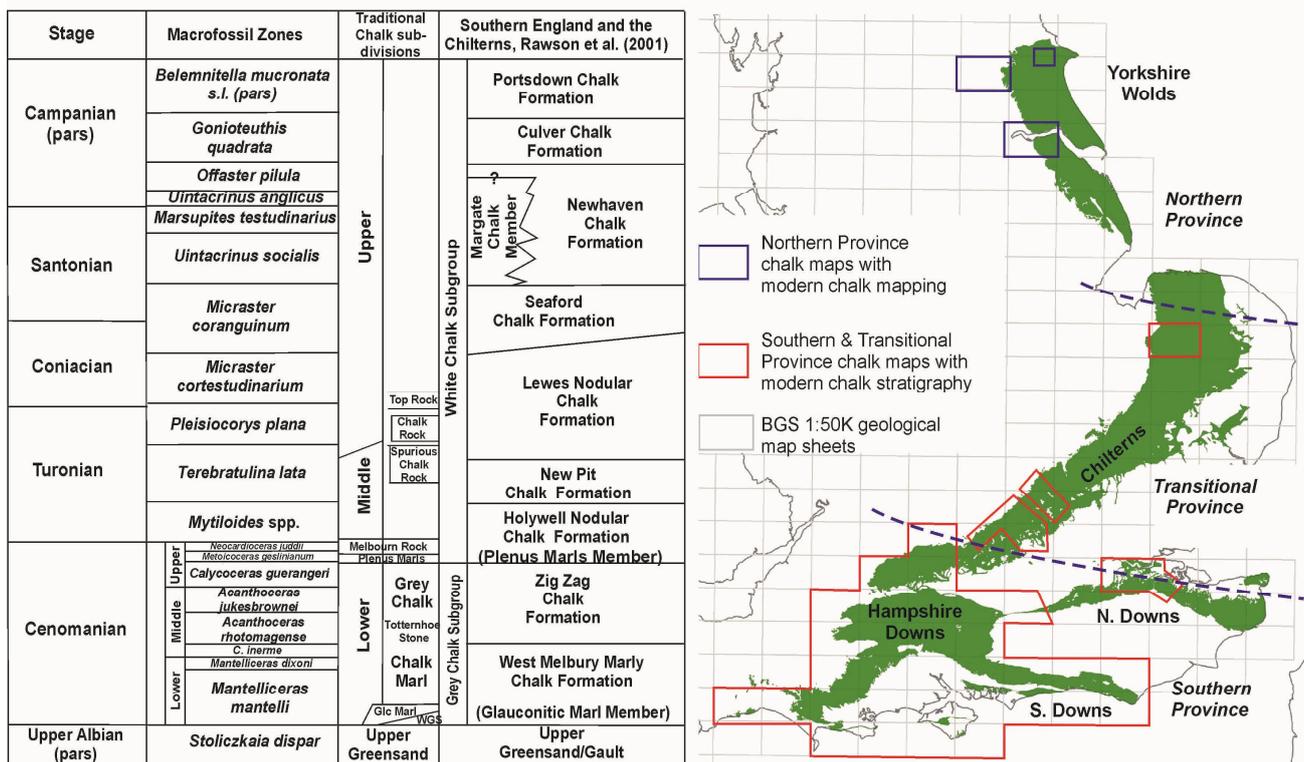


Figure 1. Left: Stratigraphy of the Chalk of southern England and the Chilterns (not to scale) WGS: Warminster Greensand; Glc Marl: Glaucouitic Marl. Right: Areas of the English Chalk outcrop (green) updated with the modern Chalk lithostratigraphy are outlined in red.

In the 1990's, the revision of several British Geological Survey (BGS) 1:50,000 scale geological maps in the South Downs enabled the applicability of Mortimore's (1986) scheme to be tested. Many of the lithological units he identified could be correlated with distinct topographical features in the landscape, mapped out and corroborated using biostratigraphy. This led to the adoption of a unified Chalk stratigraphy for southern England (Bristow et al., 1997). The Chalk Group in southern England is now formally subdivided into nine formations (Rawson et al., 2001; Hopson 2005), each with distinct hydrogeological and engineering properties. These can be mapped consistently across southern England (Figure 1). These formations can be further subdivided into units (members and beds) based on distinct marker horizons, mainly marl seams, sponge beds, hardgrounds, and flint bands. These marker beds are particularly important for correlating between boreholes and sections and can have a major impact on groundwater flow within the aquifer. Many are groundwater flow horizons in both the saturated and unsaturated zones. Some can be traced right across the Anglo-Paris Basin and are useful chrono-stratigraphical markers. As well as lithology, each of these formations has a distinct fracture style. Fracture orientations, persistence, style and frequency are stratigraphically distributed and are of syn-sedimentary origin. Fractures are best developed at the base of harder nodular beds overlying marls, and these tend to be enhanced groundwater flow horizons. Figure 2 shows a spring developed on the Glynde Marl 1 in the New Pit Chalk Formation at Senneville, near Fécamp, with well-developed conjugate fractures above the marl.



Figure 2. The Glynde 1 Marl in the New Pit Chalk forming a spring line, Senneville, near Fécamp.

There is an increasing recognition that a good appreciation of the spatial variation in lithology and mass fracture properties is an essential prerequisite for understanding the engineering and hydrogeological behaviour of the Chalk. The application of this more detailed Chalk stratigraphy across southern England is advancing our understanding of groundwater flow in this important aquifer.

GEOLOGICAL MAPPING AND MODELLING.

Over the past 25 years, the BGS has produced a suite of new 1:10 000 and 1:50 000 scale geological maps across southern England incorporating the modern Chalk lithostratigraphy. The geological mapping is based on a whole-rock approach, using all the available evidence. This involves synthesising field data with data from boreholes, remote sensing, topographical maps and legacy data such as old geological maps and reports. Increasingly, technological developments including digital mapping systems, digital terrain models and laser scanning are improving the accuracy and resolution of geological maps. Rather than try and trace out marker beds, the mapping is based on the bulk rock-mass character of the individual formations, and determining boundaries between these formations. High resolution, but spatially restricted outcrops such as cliff sections provide the best evidence, but are rare inland, and many old quarries are becoming increasingly degraded or infilled. To obtain data where sections are absent, additional evidence is gained from rock fragments commonly present in the soil ('brash'), in animal burrows, in fallen tree roots, and other exposures. Often these are sufficient to identify specific formations or beds, especially when combined with biostratigraphy. Mapping formation boundaries based on widely spaced quarry sections or from biostratigraphical data alone ignores a huge amount of potential data and may lead to erroneous structural interpretations (Farrant et al., 2012).

Where bedrock exposures are poor or absent, distinctive topographical features and morphologies formed by subtle differences in chalk lithology can be used to trace formation boundaries consistently across country (Aldiss et al., 2012). The Seaford Chalk for example, gives rise to very characteristic convex rolling slopes, whilst the New Pit and Newhaven Chalk formations are usually associated with steep slopes and escarpments. Biostratigraphy is another tool used to help identify particular stratigraphical horizons, especially echinoids and inoceramid bivalves. For example, the co-occurrence of *Platyceramus* and *Volviceramus* fragments, both of which commonly weather out in the soil indicate a level approximately co-

incident with the Seven Sisters Flint in the lower part of the Seaford Chalk Formation. Similarly, the occurrence of *Uintacrinus socialis* and oyster fragments associated with a break of slope and a change in lithology enabled the base of the Newhaven Chalk to be mapped across large parts of Hampshire.

Using the approach outlined above, the high resolution Chalk stratigraphy has been successfully applied across much of southern England (Figure 1), even where the Chalk is not well exposed. The result is far more detailed and informative geological maps (Figure 3). It has been possible to identify sub-formatinal markers/units, such as the Stockbridge Rock Member, a very hard porcellanous chalkstone near the top of the Seaford Chalk Formation (Figure 3), and to recognise intra-formatinal changes in thickness and lithology. Work continues to apply the modern stratigraphy in the Chilterns, the North Downs and the Yorkshire Wolds

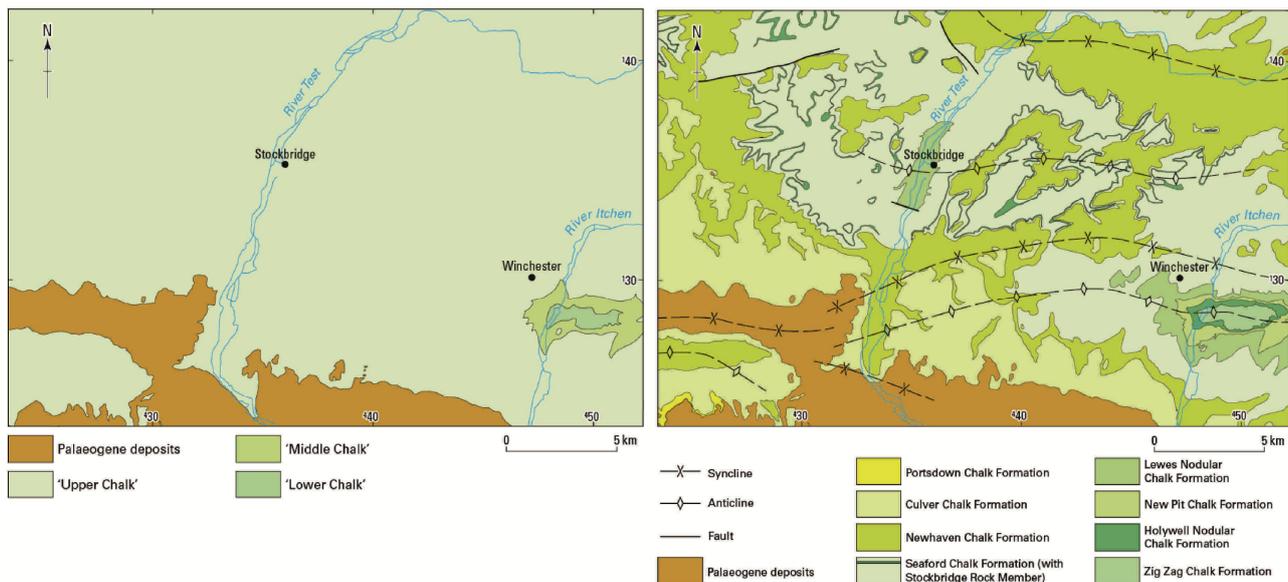


Figure 3. Bedrock geological map of the Winchester district (BGS 1:50 000 scale Geological Sheet 299) showing traditional tripartite (left) and modern (right) Chalk lithostratigraphical classifications. Using the modern scheme, major fold pairs and faults can be identified.

A benefit of applying a more detailed lithostratigraphical scheme is the improved resolution of geological structures. The thickness of the traditional Chalk units (>50 m) is such that it is difficult to resolve any but the largest structures. Using thinner formations (typically 20-50 m thick), smaller faults down to 10-15 m of throw can be identified, especially if good marker beds are present. Recent mapping has identified many more faults and fold structures across southern England. These include the Mere Fault west of Salisbury, major faults along the Hog's Back in Surrey and on the Isle of Wight, and the Flamborough-Howardian Hills fault zone in the Yorkshire Wolds. These major basin inversion structures were previously thought to terminate at the base of the Cretaceous (Chadwick, 1986) but are now known to extend through into the Palaeogene. Moreover, it is becoming clear that these structures influence depositional trends in the Chalk basin (Mortimore and Pomeroy, 1997). Inversion structures are often associated with major changes in formation thicknesses, the development of hardgrounds and thinning or pinching out of marl seams.

Increasingly, the detailed lithostratigraphy is being used to construct high resolution 3D geological models of the Chalk, based on updated geological maps, borehole logs and geophysical data. These models can be interrogated through the use of synthetic boreholes, sections and slices (Kessler et al., 2009; Woods et al., 2018) and 3D PDFs. Data derived from these models such as isopachytes or surfaces can be exported into groundwater numerical modelling packages, other proprietary software, or visualization packages such as GeovisaryTM. However, as with geological maps, the accuracy and resolution of geological models depends on the quantity, quality and spatial distribution of 3D data. The availability of accessible, high

quality borehole data with detailed logs showing key stratigraphical horizons such as marls seams, hardgrounds and flints is an essential pre-requisite for a robust 3D model.

APPLICATION TO GROUNDWATER MANAGEMENT.

The chalk is a triple porosity aquifer, with three contrasting styles of groundwater movement; slow 'piston flow' through the matrix, rapid 'bypass flow' through fractures (joints and stratigraphical discontinuities) and karstic conduit flow through solutionally enlarged fractures. All of these are influenced by chalk lithology, in particular the spacing and structural disposition of stratigraphic discontinuities (marl seams, flint bands and hardgrounds), and tectonic fractures (joints, faults). The lithology, mass fracture and weathering characteristics of the Chalk affect the hydraulic conductivity with depth (VKD) profile.

The importance of secondary enlargement of fractures and bedding-related discontinuities by dissolution is increasingly recognised in Chalk aquifers (Maurice et al., 2006; Rodet, 2007). The chalk possess most of the attributes common to more classical karst aquifers, including rapid groundwater flow velocities (often >100 m day), dissolutionally enlarged conduits with typical apertures in the millimetre to centimetre range, sinking streams and large magnitude springs, underground transport of sediment with turbid flow, and microbial contamination of wells. The same processes that act to develop self-organized networks of conduits in classical karstic carbonate aquifers (Worthington and Ford, 2009) also act on the Chalk. Many of these conduit networks are developed on 'inception horizons' (Lowe, 1992; Filliponi et al, 2009), mostly sheet flints, marl seams and hardgrounds (Figure 4). The construction of detailed 3D geological models enables the spatial disposition of these key inception horizons to be mapped out across a catchment.

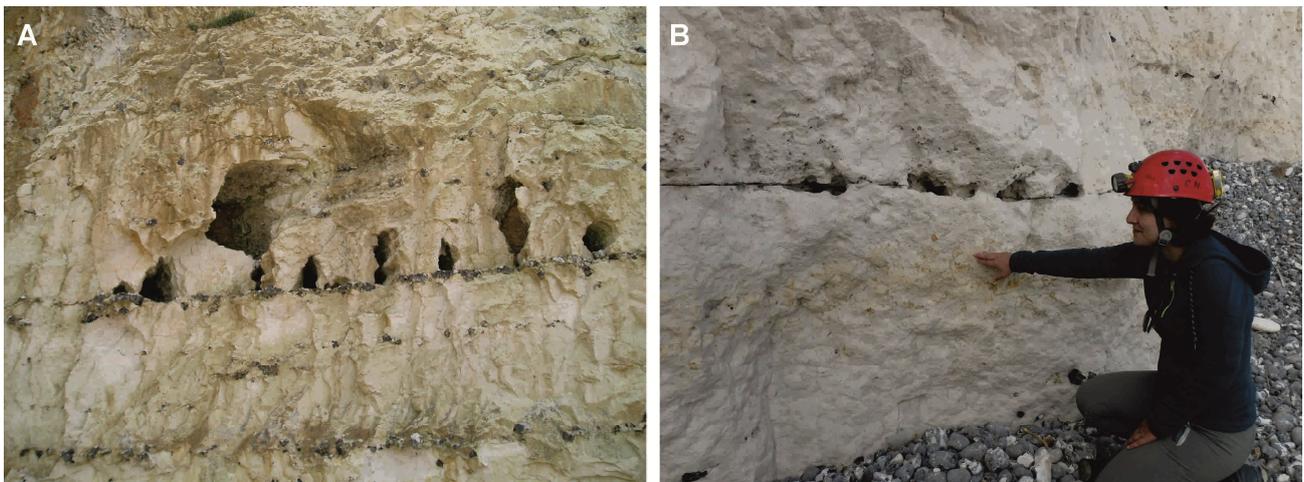


Figure 4. Karst dissolution features developed on inception horizons in the Chalk. A: the Severn Sisters Flint in the lower part of the Seaford Chalk Formation, Dieppe, northern France. B: Sheet flint in the Lewes Nodular Chalk Formation, St Margaret's Bay, Kent UK.

In the UK, water companies and regulators are increasingly recognising the importance of Chalk lithology on groundwater flow. Numerical groundwater models to justify the development of new water resources and to develop operational abstraction management strategies to mitigate environmental impacts (Jones et al., 2010). However, the complexity of these models and limitations of computing software and resources mean that currently the Chalk aquifer is rarely modelled using more than one or two layers. Improvements in the conceptual characterization of the Chalk can be gained using representative variable VKD profiles in Modflow (Soley et al., 2016). However, improved numerical modelling techniques are needed to simulate the development of solutional conduits in the Chalk (Dreybrodt, 1996), and to better capture the conceptual understanding of preferential bed-parallel Chalk hydraulic conductivity. As modelling software and computing power improve in future, and groundwater models become better able to handle complex geology, the quality of the base-line 3D geological data will become increasingly

important. Compared to the cost of hydrogeological investigations, geological mapping and 3D modelling is relatively cheap and has the potential to save time and money. Moreover, the data can be used for other purposes such as ground engineering schemes. A recent example is the remapping and development of a 3D geological model for the Misbourne catchment in the Chiltern Hills which is also being used to inform the engineering design for a new high speed railway line.

The BGS is currently working with the water industry and the Environment Agency to develop detailed 3D geological models of the Chalk at the catchment scale, identifying faults and key hydro-stratigraphical horizons. These are being used to develop robust conceptual models of groundwater flow in the catchment that can be tested using numerical groundwater models and hydrological data from boreholes and gauging stations. These are being used to resolve questions about source catchment areas and aquifer stratification. In the Chiltern Hills, better geological understanding from recent mapping and 3D modelling in the Chess catchment (Farrant et al., 2016) has provided a possible explanation for the presence of artesian boreholes. It appears likely that marl seams within the lower part of the New Pit Chalk Formation are acting as preferential flow horizons (similar to that shown in Figure 2) leading to an element of confinement down dip before rising up fractures to form artesian springs. In the neighbouring Misbourne catchment, new 3D models are helping the water industry mitigate low flow problems and assess the impact of new high speed railway tunnels. Our experience has been that there are significant benefits to the Chalk groundwater community in better understanding the role lithostratigraphy has on the hydrogeology of the Chalk aquifer.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors publish with the approval of the Executive Director of the British Geological Survey.

References:

- Aldiss, D.T., Farrant, A.R. and Hopson, P.M., (2012). Geological mapping of the Late Cretaceous Chalk Group of southern England: a specialised application of landform interpretation. *Proceedings of the Geologists' Association*, 123(5), pp.728-741.
- Bristow, R., Mortimore, R. and Wood, C., (1997). Lithostratigraphy for mapping the Chalk of southern England. *Proceedings of the Geologists' Association*, 108(4), pp.293-315.
- Chadwick, R.A., 1986. Extension tectonics in the Wessex Basin, southern England. *Journal of the Geological Society*, 143(3), pp.465-488.
- Cook, S.J., Fitzpatrick, C.M., Burgess, W.G., Lytton, L., Bishop, P. and Sage, R., (2012). Modelling the influence of solution-enhanced conduits on catchment-scale contaminant transport in the Hertfordshire Chalk aquifer. *Geological Society, London, Special Publications*, 364(1), pp.205-225.
- Dreybrodt, W., (1996). Principles of early development of karst conduits under natural and man-made conditions revealed by mathematical analysis of numerical models. *Water Resources Research*, 32(9), pp.2923-2935.
- Farrant, A.R., Cripps, C, Woods, M.A., Kendall, R and Horabin, C. 2016. *Scientific and technical report to accompany the Chess catchment GSI3D geological model*. British Geological Survey Commissioned Report, CR/16/165. 31pp.
- Farrant, A.R., Hopson, P.M., Woods, M.A., Booth, K.A. and Evans, D.J., (2012). Comment on 'Structural geology of the Upper Cretaceous Chalk Central Mass, Isle of Wight, UK by Rory Mortimore'. *Proceedings of the Geologists' Association*, 122(2), pp.298-331.
- Filipponi, M., Jeannin, P.Y. and Tacher, L., (2009). Evidence of inception horizons in karst conduit networks. *Geomorphology*, 106(1-2), pp.86-99.

Hopson, P., (2005). *A stratigraphical framework for the Upper Cretaceous Chalk of England and Scotland with statements on the Chalk of Northern Ireland and the UK Offshore Sector*. British Geological Survey Research Report RR/05/01, Keyworth, Nottingham.

Jarvis, I. and Woodroof, P.B., (1984). Stratigraphy of the Cenomanian and basal Turonian (Upper Cretaceous) between Branscombe and Seaton, SE Devon, England. *Proceedings of the Geologists' Association*, 95(3), pp.193-215.

Jones, M.A., Hughes, A.G., Jackson, C.R. and Van Wonderen, J.J., (2012). Groundwater resource modelling for public water supply management in London. *Geological Society, London, Special Publications*, 364(1), pp.99-111.

Jukes-Brown, A.J. and Hill, W., (1904). *The Cretaceous Rocks of Britain: The Upper Chalk of England* (Vol. 3). HM Stationery Office.

Jukes-Brown, A.J. and Hill, W., 1903. *The Cretaceous Rocks of Britain: The Lower and Middle Chalk of England* (Vol. 2). HM Stationery Office.

Kessler, H., Mathers, S. and Sobisch, H.G., (2009). The capture and dissemination of integrated 3D geospatial knowledge at the British Geological Survey using GSI3D software and methodology. *Computers & Geosciences*, 35(6), pp.1311-1321.

Lawrence, A.R., Stuart, M.E., Barker, J.A. and Tester, D.J., (1996). Contamination of Chalk Groundwater by Chlorinated Solvents: A Case Study of Deep Penetration by Non-Aqueous Phase Liquids. *Water and Environment Journal*, 10(4), pp.263-272.

Longstaff, S.L., Aldous, P.J., Clark, L., Flavin, R.J. and Partington, J., (1992). Contamination of the chalk aquifer by chlorinated solvents: a case study of the Luton and Dunstable area. *Water and Environment Journal*, 6(6), pp.541-550.

Lowe, D.J., (1992). The origin of limestone caverns: an inception horizon hypothesis (Doctoral dissertation, Manchester Polytechnic).

Maurice, L.D., Atkinson, T.C., Barker, J.A., Bloomfield, J.P., Farrant, A.R. and Williams, A.T., (2006). Karstic behaviour of groundwater in the English Chalk. *Journal of Hydrology*, 330(1-2), pp.63-70.

Morris, B.L. and Foster, S.D., (2000). Cryptosporidium contamination hazard assessment and risk management for British groundwater sources. *Water Science and Technology*, 41(7), pp.67-77.

Mortimore, R.N., (1986). Stratigraphy of the Upper Cretaceous white chalk of Sussex. *Proceedings of the Geologists' Association*, 97(2), pp.97-139.

Mortimore, R.N., (2011). A chalk revolution: what have we done to the Chalk of England? *Proceedings of the Geologists' Association*, 122(2), pp.232-297.

Mortimore, R.N., Pomerol, B. and Foord, R.J., (1990). *Engineering stratigraphy and palaeogeography for the chalk of the Anglo-Paris Basin*. In Chalk (pp. 47-62). Thomas Telford Publishing.

Mortimore, R.N. and Pomerol, B., (1997). Upper Cretaceous tectonic phases and end Cretaceous inversion in the Chalk of the Anglo-Paris Basin. *Proceedings of the Geologists' Association*, 108(3), pp.231-255.

Rawson, P. F., Allen, P. & Gale, A.S. (2001). The Chalk Group - a revised lithostratigraphy. *Geoscientist*, 11, 21;

Robinson, N.D., (1986). Lithostratigraphy of the Chalk Group of the North Downs, southeast England. *Proceedings of the Geologists' Association*, 97(2), pp.141-170.

Rodet, J., (2007). Karst de la craie et aquifère de Normandie. *European Journal of Water Quality*, 38(1), pp.11-21.

Soley, R.W.N., Power, T., Mortimore, R.N., Shaw, P., Dottridge, J., Bryan, G. and Colley, I., (2012). Modelling the hydrogeology and managed aquifer system of the Chalk across southern England. *Geological Society, London, Special Publications*, 364(1), pp.129-154.

Warren, C.D. and Mortimore, R.N., (2003). Chalk engineering geology—channel tunnel rail link and North Downs tunnel. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 36(1), pp.17-34.

Willocks, L., Crampin, A., Milne, L., Seng, C., Susman, M., Gair, R., Mouldsdale, M., Shafi, S., Wall, R., Wiggins, R. and Lightfoot, N., (1998). A large outbreak of cryptosporidiosis associated with a public water supply from a deep chalk borehole. *Communicable Disease and Public Health*, 1(4), pp.239-43.

Wood, C.J. and Smith, E.G., (1978). Lithostratigraphical classification of the chalk in North Yorkshire, Humberside and Lincolnshire. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 42(2), pp.263-287.

Woods, M.A., Newell, A.J., Farrant, A R. Haslam, R B and Clarke, S. (2018). High-resolution stratigraphy and physical property modelling of the Chalk (in press). Conference Proceedings, *Engineering in Chalk 2018*, Imperial College, London.

Worthington, S.R.H. and Ford, D.C., (2009). Self-organized permeability in carbonate aquifers. *Groundwater*, 47(3), pp.326-336.

Fracturation vs. Stratigraphie de la craie (Cap Blanc Nez, France)

Faÿ-Gomord O.⁽¹⁾, Allanic C.⁽²⁾, Lasseur E.⁽²⁾, Verbiest M.⁽¹⁾, Gauthier B.⁽³⁾, Vandycke S.⁽⁴⁾, Swennen R.⁽¹⁾

(1) KU Leuven (2) BRGM (3) Total SA (4) Université Mons
ophelie.faygomord@live.fr, c.allanic@brgm.fr

MOTS CLES : craie, fractures, facies, stratigraphie mécanique

RESUME

Les craies argileuses possèdent des perméabilités faibles où, par conséquent, les réseaux de fractures tiennent une place majeure quant aux écoulements de fluides et l'évaluation des propriétés réservoirs. Cette étude vise à comprendre les paramètres clés contrôlant le développement des fractures dans les craies cénomaniennes du Cap Blanc Nez (Hauts de France). Ces falaises permettent d'observer la transition entre des craies argileuses et des craies pures. Ces dernières présentent une fracturation circonscrite, dense et ouverte définissant des niveaux préférentiels de circulation, à fort potentiel hydrogéologique au niveau régional. Une étude pluridisciplinaire a été menée, incluant un log sédimentologique de la section (73m) et un échantillonnage méthodique (43 échantillons). Des analyses pétrographiques (ex. MEB, lames minces), pétrophysiques (ex. Porosité, perméabilité) et géomécaniques (ex. UCS) ont été réalisées sur les échantillons. Il a été mis en évidence que la microtexture contraint les propriétés pétrophysiques et géomécaniques de la craie. Le degré de cimentation et la quantité d'argile, en particulier, définissent les propriétés réservoirs de la craie au niveau matriciel. En parallèle, une approche de stratigraphie mécanique a été menée. L'espacement entre les fractures a été mesuré le long des 24 unités mécaniques définies sur le terrain. Chaque interface mécanique a été caractérisée par le nombre de fracture s'arrêtant, traversant ou démarrant sur cette surface. Les données ont montré que le paramètre clé contraignant la densité de fracture est l'épaisseur de l'unité mécanique, avec l'espacement entre les fractures augmentant proportionnellement avec l'épaisseur des unités (et ce, quelque soient leurs propriétés intrinsèques). Les interfaces mécaniques résultent de variations de sédimentation (ex. niveaux d'argiles) ou de la diagénèse précoce (ex. fonds durcis). Cette nouvelle compréhension de la fracturation de la craie permettra potentiellement de définir

les réseaux de fractures à partir de données de forage, avec un impact majeur sur la
prédiction d'écoulement de fluides au sein des réservoirs.

Les horizons karstogènes de la craie : apport de la stratigraphie aux écoulements de la Pointe de Caux (France)

Thierry GAILLARD ⁽¹⁾ Emmanuel HAUCHARD ⁽²⁾

(1) CPGF-HORIZON, tgaillard@cpgf-horizon.fr

(2) Codah / UMR CNRS 6143 M2C Dpt Geosciences et environnement Université de Rouen

MOTS CLES : karst, limites de séquence, craie, hardground, inception horizon, unités hydrostratigraphiques

RESUME

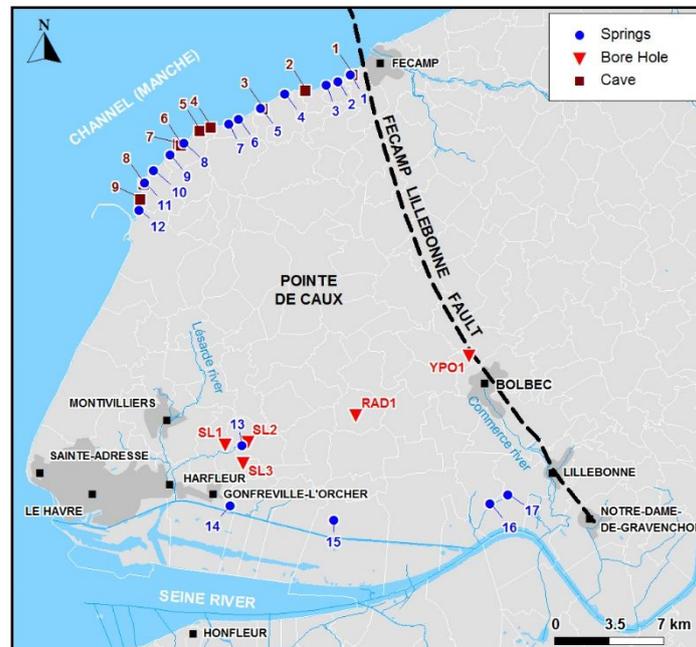
Maxey (1964) et Seaber (1988) ont défini le concept d'unités hydrostratigraphiques comme étant des "bodies of rock". Les limites de ces unités sont implicitement négligées jusqu'à la définition proposée par Klimchouk (2007), faisant intervenir les bancs de plus faible perméabilité. Les falaises de craie de la Pointe de Caux (Normandie, France) permettent d'observer des lignes de sources perchées qui amènent à s'interroger sur l'origine de ces écoulements. L'étude du contexte stratigraphique de ces sources et des carottages de l'agglomération du Havre (CODAH) montre le rôle prépondérant de certaines surfaces : les hard-grounds, les marnes bentonitiques et certains niveaux de silex. La relation entre les horizons karstogènes et certaines surfaces stratigraphiques conduit à mettre en avant le rôle de la stratigraphie dans la distribution verticale des écoulements selon le concept d'"inception horizon" de Lowe et Gunn (1997). Ce concept permet de développer une approche originale de la craie, constituée de plusieurs unités hydrostratigraphiques, et d'expliquer la superposition des écoulements dans la craie du Pays de Caux (Normandie, France).

INTRODUCTION

Les recherches en eau dans la craie se fondent couramment sur les méthodes géophysiques (CPGF, 1967 ; Robert et Sourrisseau, 1978 ; Roux et al., 1979). Les zones fissurées sont ainsi recherchées afin d'implanter les forages selon le modèle de la fissuration superficielle de la craie (Belgrand, 1872 ; Foster, 1974 ; Mégnien, 1979). En Haute Normandie, le modèle du karst étagé horizontal a été proposé par Rodet (1992) et repris par Laignel (1997) pour tenir compte d'une part des observations spéléologiques et d'autres part de la karstification de la craie normande. Une recherche en eau menée dans la vallée de la Scie a démontré le bien-fondé de cette approche en mettant en évidence la corrélation horizontale entre les horizons productifs de trois forages de reconnaissance (Idée et Gaillard, 2011). L'objectif de cet article est d'explorer la distribution de ces horizons productifs sub-horizontaux en lien avec les données stratigraphiques acquises sur la craie du Cénomaniens (Juignet, 1974) et du turono-coniacien (Quine, 1988 ; Ragot, 1988).

AIRE D'ETUDE ET CONTEXTE GEOLOGIQUE

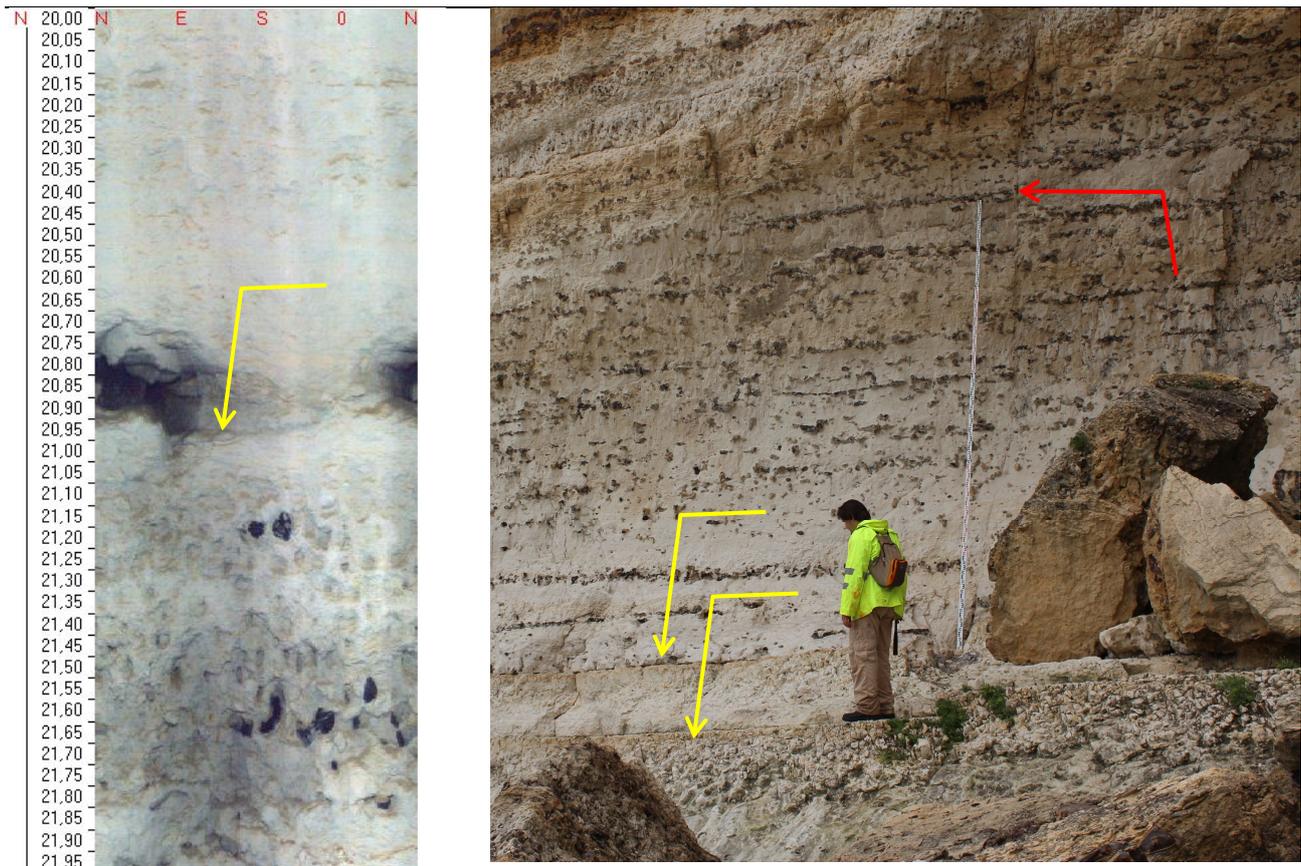
L'étude s'intéresse à la Pointe de Caux (Fig.1), qui forme un triangle limité par la vallée de la Seine, la faille de Lillebonne-Fécamp et les rivages de la Manche. La craie du Crétacé supérieur forme de hautes falaises exposant les craies du Cénomanién à la base du Santonien.



1 : Grainval ; 2 : Yport ; 3 : Vaucottes ; 4 : Etigues ; 5/6/7 : Etretat ; 8 : Fourquet cap ; 9 Antifer cap ; 10 : Bruneval ; 11 : Saint_Jouin-Bruneval ; 12 : Tancarville ; 13 : Villequier

Figure 1: Localisation des sites étudiés

Passy (1832), Lesueur (1843) et Lennier (1870) ont étudié la paléontologie de la craie et défini les principales formations. Juignet (1974) reprend ce découpage en introduisant les discontinuités sédimentaires pour corréliser les coupes de la craie du Cénomanién. Ragot (1988) étudie le Turonien et le Coniacien le long de la faille Lillebonne-Fécamp et fonde lui aussi ses corrélations sur les hardgrounds de la craie, tandis que Quine (1988) concentre son travail sur les falaises entre Antifer et Senneville en prenant en compte d'autres niveaux repères marneux ou siliceux selon l'approche du Pr Gale. Les deux auteurs français ont ainsi défini 20 séquences de dépôts, limitées par des hardgrounds (Fig. 2).



a : imagerie de paroi

b : hardground Tilleul 1 et 2, (remarquer la faille)

Figure 2: texture de hardgrounds en forage (a) et à l'affleurement (b)

La craie du Cénomanién est constituée de 3 formations géologiques (Craie glauconieuse, Craie de Rouen et Craie d'Antifer). Deux limites de séquences sont remarquables: i) la première est constituée par le HG Bruneval 1, souligné par un alignement de silex noirs (silex Bruneval) ; ii) la seconde se compose du HG Antifer 1, au-dessous duquel se trouvent un banc de silex (silex Antifer) et un niveau marneux (marne Antifer).

La craie du Turonien est constituée de deux formations géologiques au-dessus du HG Antifer 3 (craie de Tilleul de Quine, 1988 et craie du complexe d'Etretat de Mortimore, 2011). La craie de Tilleul est une formation subhorizontale tandis que la craie du complexe d'Etretat est une succession de monticules et de cuvettes (mégarides) se terminant par des hardgrounds discontinus selon leur position dans l'agencement sédimentaire. Un hardground d'extension régionale a été identifié à Tancarville (Ragot, 1988) et à Etretat (Quine, 1988). Il s'agit du hardground de Senneville-Gravenchon (Juignet et Breton, 1994 ; Ragot 1988 ; Quine, 1988), qui marque le mur du faciès dolomitique d'Etretat (chalk rock). La craie du Turonien se termine avec une craie marneuse blanche à silex noirs disséminés, surmontée par un niveau remarquable à l'échelle de la zone étudiée : le hardground de Chicard ici nommé (=Beuzevillette HG3 de Ragot, 1988 et Amont HG de Quine, 1988), souligné localement par une craie dolomitique dure à grains de glauconie et grains de quartz (Quine, 1988).

La craie du Coniacien conserve tout d'abord une sédimentation en monticules et cuvettes : c'est le membre d'Yport de Quine (1988). Trois hardgrounds sont particulièrement développés : i) les HG Bancs à Cuves (Juignet et Breton, 1997), ii) le HG Belval (Hoyez, 2008) et iii) le HG Etigue (Hoyez, 2008). A partir de la marne Yport (Quine, 1988 =marnes Les Loges de Hoyez, 2008), la sédimentation redevient sub-horizontale alternant bancs de craie et banc de silex (post Etretat complexe de Mortimore, 2011 ; série de Grainval de Hoyez, 2008). Les hardgrounds Vatettot, Yport, Criquebeuf et Grainval sont visibles en sommet de falaise entre Yport et Fécamp.

POSITION STRATIGRAPHIQUE DES ECOULEMENTS

Afin d'étudier le rôle de la stratigraphie sur les écoulements souterrains, une étude des écoulements perchés en falaise (« pisseuses ») a été menée principalement sur le littoral cauchois et la baie de Seine. Les données stratigraphiques acquises sur les sources captées par la CODAH ont elles aussi été valorisées. Un exemple de la méthode est donné sur la figure 3.

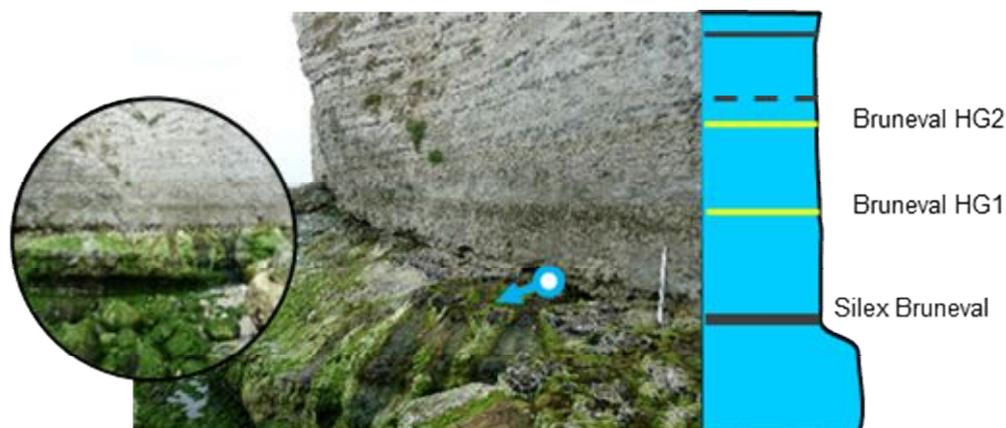


Figure 3: exemple de recalage stratigraphique, source Bruneval (n°12)

Les 17 émergences étudiées figurent dans le tableau 1.

ID	Longitude	Latitude	Longitude	Etage	Surface stratigraphique
1	Renneville W	49.7504	0.345474	Coniacian	by pass Belletout marl ?
2	La Bonne Pierre	49.7462	0.334625	Coniacian	Yport/Les Loges marl
3	Source Yport C	49.7440	0.324485	Turo-Coniacian	Limite T-C ?
4	Vaucottes	49.7382	0.287326	Coniacian	Fissured cliff
5	Fonds d'Etigue	49.7291	0.266306	Coniacian	undetermined
6	Fontaine aux Mousses	49.7223	0.246394	Coniacian	Belval HG
7	Pisseuses de Bénouville	49.7193	0.238004	Coniacian	Banc à Cuves HG
8	Etretat « river »	49.7076	0.198516	Turonian	Tilleul HG
9	Pisseuse de Valaine	49.7007	0.186615	Turonian	Chalk rock/Tilleul HG
10	Pisseuses de La Place	49.6910	0.172123	Cénomannian	Antifer marl/Antifer flint
11	Source du phare Antifer	49.6836	0.164199	Cénomannian	Under Fourquet flint
12	Source de Bruneval	49.6675	0.160015	Cénomannian	Bruneval flint
13	Saint Laurent, Petites Sources	49.5314	0.257417	Cenomanian	Bruneval HG/flint
14	Chateau d'Orcher	49.496	0.248261	Cenomanian	Antifer marl/Antifer flint
15	Sandouville quarry	49.4893	0.340936	Cenomanian	Antifer marl/Antifer flint
16	Bruisseresse (Radicatel)	49.5011	0.479642	Turo-Coniacian	Limite T-C ?
17	Moulin B (Radicatel)	49.5067	0.495349	Turo-Coniacian	Limite T-C ?

Tableau 1 : Position stratigraphique des sources étudiées

Les observations hydrogéologiques obtenues montrent qu'une majorité des écoulements étudiés (88%) se concentrent sur une surface stratigraphique bien déterminée. Les principales surfaces identifiées pour leur rôle hydrogéologique sont :

1. Au Cénomaniens : le silex Bruneval et la marne Antifer ;
2. Au Turonien : les HG Tilleul ;
3. Le HG Chicard ou la limite Turono-Coniacien qui concentre les sources ayant le plus gros débit (Yport, Radicatel) ;
4. Au Coniacien : les HG Banc-à-Cuves et Belval, les niveaux marneux Yport et Belletout.

CONCLUSION

Les facteurs de contrôle de la formation des conduits karstiques sont largement débattus par les hydrogéologues et les karstologues (Salomon, 2000 ; Ford, 2003). Les deux modèles hydrogéologiques courants (zone fissurée versus conduits étagés) sont primordiaux à identifier pour mener les recherches en eau et comprendre la nature des écoulements dans la craie. Dans la Pointe de Caux, le rôle de la fissuration dans la formation des conduits a été débattu dès Martel (1908) et plus récemment à l'occasion de l'étude de galeries karstiques (Wilhems et al., 2007 ; Rodet et al., 2013). Les sources d'Yport, d'Étretat ainsi que les écoulements en falaises se font le plus souvent en l'absence de toute fissuration de la craie. Leur étagement vertical a été mis en correspondance avec l'évolution du niveau de base hydraulique : la Seine et la Manche au cours du Quaternaire (Rodet, 1992). Le calage stratigraphique des sources étudiées montre à contrario que leur localisation dans la craie est contraint par la lithologie et la présence de surfaces repères pouvant agir comme un drain sur une surface durcie. Le concept de « inception horizon » (Lowe et Gunn, 1997) paraît mieux adapté au contexte crayeux pour expliquer l'étagement vertical des flux. Les hardgrounds et les niveaux marneux agissent comme des horizons hydrogéologiques favorisant le développement du karst de restitution sub-horizontale. Ces surfaces jouent le rôle d'horizons karstogènes à partir desquels plusieurs unités hydrostratigraphiques peuvent alors être définies (au sens de Maxey, 1988 et Klimchouk, 2007).

Dans cette perspective, plusieurs unités hydrostratigraphiques peuvent être définies au sein des craies du Cénomaniens, du Turonien et du Coniacien de la Pointe de Caux (fig. 4). La craie du Coniacien, qui concentre à sa base les écoulements les plus importants est ici nommée grand karst. Elle comprend plusieurs surfaces stratigraphiques qui conditionnent une succession de nappes perchées. La craie du Turonien, bien que très complexe du point de vue stratigraphique, est remarquable par le rôle hydrogéologique des hardgrounds de Tilleul, associés à la craie (dé)dolomitisée d'Étretat. Ces niveaux forment des horizons karstogènes remarquables que Sanarens (1921) avaient ainsi décrit : « arrivés à la craie turonienne moyenne, plus compacte, plus marneuse, ces petits ruisselets trouvant un obstacle à leur descente, se réunissent entre eux et finissent par former de véritables petits ruisseaux souterrains ». Enfin, la craie du Cénomaniens est drainée par deux horizons karstogènes majeurs à la base de la craie d'Antifer (marne Antifer) et au sein de la craie glauconitique (Bruneval HG/Bruneval flint).

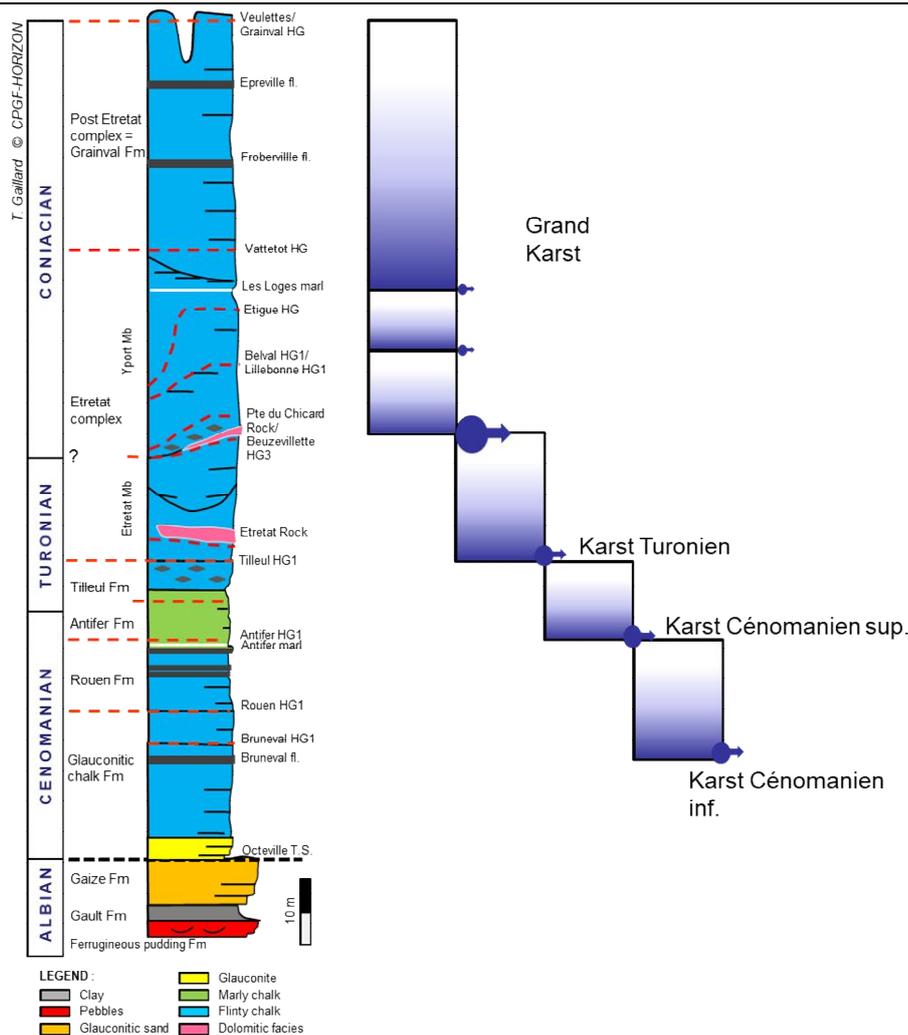


Figure 4 : Unités hydrostratigraphiques de la craie de la Pointe de Caux

Références bibliographiques

CPGF (1967). Etude hydrogéologique et géophysique sur la vallée du Longsols pour l'AEP de Bouy Luxembourg, Onjon et Longsols (Aube). 463 : 23 p

Ford DC (2003). Perspectives in karst hydrogeology and cavern genesis. Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers, 2003, Vol 1 (1). Republished from Palmer, A.N., Palmer, M.V., and Sasowsky, I.D. (eds.), Karst Modeling: Special Publication 5, The Karst Waters Institute, Charles Town, West Virginia (USA): 17-29

Foster SSD, Milton VA (1974). The permeability and storage of an unconfined chalk aquifer. Hydrogeological sciences, XIX, 4, 12/1974: 485-500

Hoyez B (2008). Falaises du Pays de Caux. Lithostratigraphie des craies turono-campaniennes. Publications des universités de Rouen et du Havre, 350 p

Idée E, Gaillard T (2011). SIAEPA de la vallée de la Sâne : recherche de nouvelles ressources en eau potable, SAFEGE 10NRE011,

Juignet P (1974). La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif Armoricaïn, Aptien, Albien, Cénomanien de Normandie et du Maine ; Le stratotype du Cénomanien. Tome 1. Thèse Université de Caen, 807p.

- Juignet P, Breton G (1997) Brèches de silex, diagénèse et déformations dans la craie de Haute Normandie (France). Flint breccias, diagenesis and deformation of the Chalk in Haute-Normandie (France). *Ann Soc Geol du Nord*, 5, (2): 227-240
- Klimchouk AB (2007). Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective. Special Paper no. 1, National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, NM, 106 p.
- Laignel B (1997). Les altérites à silex de l'ouest du bassin de Paris, caractérisation lithologique, genèse et utilisation potentielle comme granulats. Thèse, Université de Rouen, 232 p
- Lennier G (1870) Études géologiques et paléontologiques sur l'embouchure de la Seine et les falaises de la Haute-Normandie, 283p
- Lesueur CA (1843). Vues et coupes du cap de la Hève. Plan du littoral du cap de la Hève. 1 planche
- Lowe D, Gunn J (1997). Carbonate speleogenesis : an inception horizon hypothesis. *Acta carsologica*, XXCI/2 (38) : 457-488
- MARTEL EA (1908). Les abîmes : les eaux souterraines, les cavernes, les sources, la spéléologie : explorations souterraines effectuées de 1888 à 1893 en France, Belgique, Autriche et Grèce, Paris, Librairie Ch. Delagrave, 1894, 578 p.
- Maxey GB (1964). Hydrostratigraphic units. *Journal of Hydrology* (2): 124-129
- Mégnién C (1979). Hydrogéologie du centre du bassin de Paris. Thèse soutenue à Paris, tome II, 532p
- Mortimore RN (2011). A chalk revolution: what have we done to the Chalk of England? *Proc. of the Geologists' Association*, 122 (2): 232–297. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2010.09.001>
- Quine MJ (1988). Sedimentology of the Chalk of coastal Haute Normandie, France. PhD Thesis, University of London, 520p
- Passy A (1832). Description géologique du département de la Seine inférieure. Rouen, 461p
- Ragot J (1988). La sédimentation crétacée aux abords de l'accident Fécamp-Lillebonne-Villequier (Seine Maritime, France, Biostratigraphie et contrôle structurale. Thèse, Université de Rouen, 222 p
- Robert A, Sourisseau B (1978). Essai d'analyse par géophysique électrique de la perméabilité d'une craie soumise aux battements de la nappe. - Actes du troisième colloque annuel de diagraphies S.A.I.D. - Fifth European logging symposium transactions, Paris, 20, 21 oct. 1977 Thème 3 : 505-512
- Rodet J (1992). La craie et ses karsts. Editions CNEK, Elbeuf et Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen, 560 p.
- Rodet J, Ma K, Viard JP (2013). Incidences of the tectonics in the karstification of chalk limestones in the western Paris basin: example from the Petites Dales cave (Saint Martin aux Buneaux, France). *Karst and Caves in Carbonate Rocks, Salt and Gypsum – oral 2013 ICS Proceedings* : 121-125
- Roux JC, Tremembert J, Valentin J (1979). Etude par prospection géophysique de la fissuration en milieu crayeux. BRGM 79SGN109, 130p
- Salomon JN (2000). Précis de karstologie. Presses Universitaires de Bordeaux, 289p
- Sanarens J (1921). Contribution à l'étude de l'étiologie de la fièvre typhoïde au Havre : études hydrologiques sur les eaux potables du Havre, Le Havre, 122 p.
- Seaber PR (1988). Hydrostratigraphic units. In : *Geological Society of North America : The geology of North America* (2) : 9-14.
- Sloss LL (1963). Sequences in the cratonic of north America. *Geological society of America bulletin*, 74: 93-114

22^{èmes} journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie
de l'Association Internationale des Hydrogéologues.
« Hydrogéologie de la craie » Le Havre, mai 2018

Willems L, Rodet J, Fournier M, Massei N, Laignel B, Dussart-Baptista L, Schyns JC, Dusar M, Lagrou D, Ek C (2003). Genesis of a karst system in the Lower Meuse chalk district (Belgian-Dutch border). Z. geomorphh. N.E., 51 (3) : 361-376

La craie, un sédiment homogène et uniforme ? Sédimentologie, géométries et hétérogénéités sédimentaires dans la craie, propriétés réservoirs.

Lasseur E.⁽¹⁾, Saiag J.⁽²⁾, Faÿ-Gomord O.⁽³⁾, Allanic C. ⁽¹⁾, Paquet F.⁽¹⁾

(1) Direction des georesources, BRGM , 3 avenue claude Guillemin, 45060 Orléans la Source.

(2) Laboratoire Biogéosciences UMR 6282 UBFC/CNRS, Univ. Bourgogne Franche-Comté, 6
boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France.

(3) Division of Geology, KU Leuven, 3001 Leuven-Heverlee, Belgium

e.lasseur@brgm.fr

MOTS CLES : Sédimentologie, Craie, hétérogénéités, propriétés réservoirs.

RESUME

Jusqu'à récemment, la Craie a été considérée comme un sédiment homogène et isotrope, et les variations dans l'espace de ces propriétés réservoirs sont restées peu étudiées à l'exception de certains champs pétroliers. Ces dernières années ont vu le développement d'études visant à mieux comprendre la sédimentologie, l'origine des réseaux de fractures dans la craie, et leurs liens intrinsèques. Elles ont révélé des hétérogénéités importantes tant dans le mode de dépôt, la minéralogie, les microtextures rencontrées que dans la fracturation résultant de stades plus ou moins précoces. Concernant les dépôts sédimentaires, le terme très général de Craie recouvre des modes de sédimentation variés, allant depuis des dépôts de plate-forme peu profonde plus ou moins terrigènes prédominants dans les sédiments Cénomaniens, à des dépôts contouritiques résultant d'une circulation thermohaline océanique, voire à des dépôts turbiditiques.

Les dépôts crayeux, plus ou moins grossiers en fonction de l'hydrodynamisme, alternent fréquemment avec des périodes d'arrêt ou de ralentissement de la sédimentation qui induisent des hétérogénéités plus ou moins marquées à l'échelle métrique (variation de teneur en insolubles, surface de lithification précoce, bancs de silex) qui forment autant d'hétérogénéités pétrophysiques et mécaniques. Ces dépôts variables ont pour conséquence des géométries sédimentaires très différentes, et une distribution complexe des propriétés pétrophysiques. Les surfaces d'arrêt de sédimentation, lithifiées précocement, forment des hétérogénéités majeures, peu poreuses et perméables, qui compartimentent les réservoirs mais ont également un comportement mécanique différent des sédiments environnants qui peut résulter en une fracturation particulière et

plus marquée. Nous illustrerons par des exemples de terrain et de subsurface, les principaux types de géométries et de distribution de faciès sédimentaire connus et discuterons de leur influence sur la distribution des propriétés réservoir dans la craie.

Evolution des phénomènes karstiques dans la Risle Médiane, étude de la dynamique des pertes de débits, impacts sur les eaux souterraines, et étude des éléments déclencheurs de l'apparition de bétoires

DAVID Pierre-Yann ⁽¹⁾, PENNEQUIN Didier ⁽¹⁾, Baptiste MEIRE ⁽¹⁾, CHARLIER Jean-Baptiste ⁽²⁾, LADOUCHE Bernard ⁽²⁾, FEENY-FEREOL Veronique ⁽³⁾, HELOUIN Stephane ⁽³⁾, FOURNIER Matthieu ⁽⁴⁾

(1) BRGM, Mont-Saint-Aignan, France ; (2) BRGM, Montpellier, France ; (3) DREAL Normandie, Rouen, France, (4) Université de Rouen UMR CNRS 6143 M2C, Mont-Saint-Aignan, France
py.david@brgm.fr

MOTS CLES : pertes, relation nappe-rivière, karst

INTRODUCTION

La rivière de la Risle (Normandie), dans sa partie médiane (Figure 1), est caractérisée par un fonctionnement hydrogéologique particulier : en effet, de nombreuses pertes provoquent une diminution de son débit, qui est ensuite restitué plus à l'aval, au droit de résurgences.

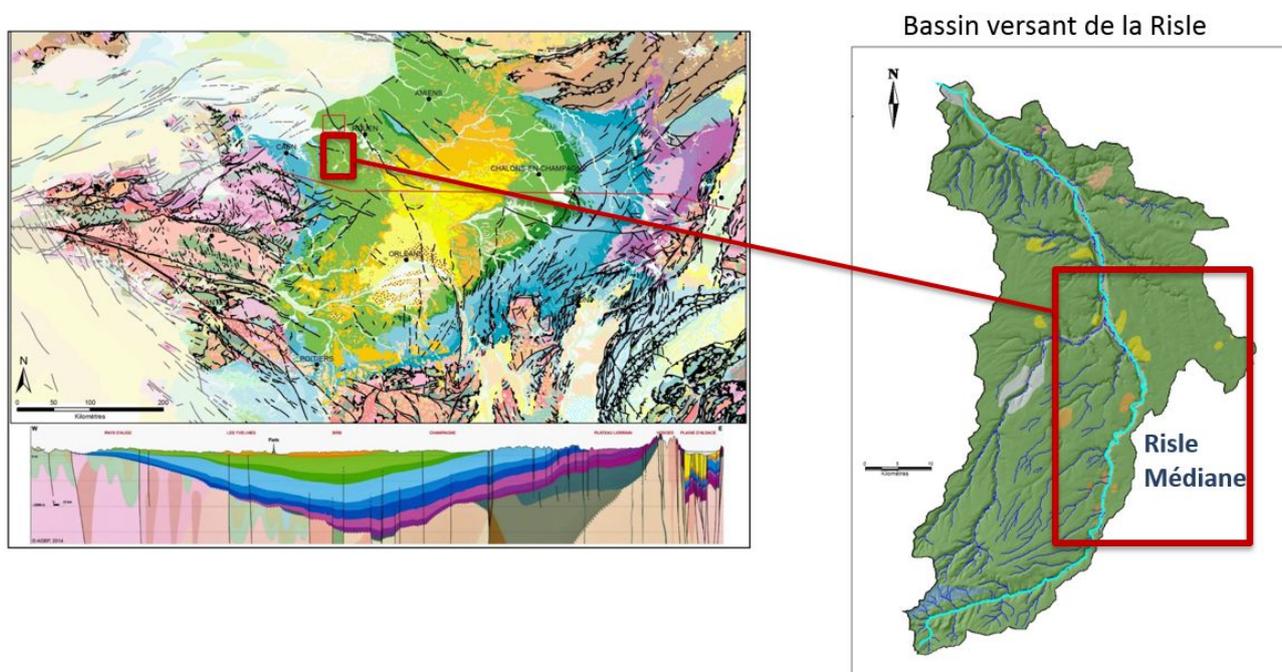


Figure 1 : Localisation de la risle médiane au sein du bassin parisien

Ce secteur connaît régulièrement sur certains tronçons des pertes totales en période d'étiage, liées à la formation de bétoires qui peuvent entraîner un assec du lit mineur sur plusieurs kilomètres en aval. Ceci s'est notamment produit en 2005, 2012, 2016 et 2017 produisant des assècs sur 6 à 12 km (Figure 2).

Le manque de connaissance du fonctionnement du système Risle-Nappe de la craie empêchait de prendre des décisions éclairées en cas d'évènements naturels extrêmes comme une crue ou un étiage, mais aussi concernant l'aménagement ou non des bétoires, là aussi avec des conséquences économiques qui peuvent être importantes.

Face à ces enjeux un observatoire de la Risle moyenne a été mis en place, avec pour objectif d'approfondir la connaissance du fonctionnement hydrogéologique et écologique de cet hydrosystème. Cette acquisition de connaissance visait à apporter des éléments nécessaires pour orienter la prise de décisions futures au niveau des aménagements et interventions à réaliser dans le bassin versant de la Risle.



Figure 2 : Bétoire B18262 ouverte dans le lit de la Risle dans la commune d'Ajou en 2012 et ayant provoqué un assec de 12km à l'aval

INVESTIGATIONS MISES EN ŒUVRE DANS LE CADRE DE L'OBSERVATOIRE DE LA RISLE MEDIANE

En plus des trois partenaires financiers l'AESN, le Conseil départemental de l'Eure et le BRGM, sept principaux partenaires étaient engagés dans ce projet pour mettre en œuvre des investigations de terrain réparties en 6 volets, détaillées à la Figure 3 et localisées à la Figure 4 : la DREAL (services hydrométrie et hydrobiologie), l'Université de Rouen (Département de Géologie), l'AFB (ex-ONEMA), la FDDPMA de l'Eure, le Comité départemental de spéléologie de l'Eure (CDS 27) et le BRGM.

1	Volet géologique	Exploration spéléo (CDS27) Campagnes géophysiques (Université Rouen)
2	Bétoire d'Ajou	Travaux d'aménagement de la bétoire (ASA) Suivi des débits d'engouffrement (DREAL) Instrumentation du site de la bétoire (BRGM)
3	Volet hydrologie	Suivi des débits de la Risle (DREAL) Identification et jaugeage des résurgences de la Risle moyenne (BRGM) Etablissement de la ligne d'eau de la Risle (BRGM)
4	Volet hydrogéologie	Réseau de suivi des eaux souterraines (BRGM) Campagne quantitative Hautes-Eaux et Basses Eaux (BRGM + DREAL) Campagnes de traçages (Université de Rouen)
5	Volet qualité	Suivi de la turbidité sur les AEP de la vallée (ARS/Collectivités AEP) Suivi DCE réalisé par l'AESN
6	Volet biologie	Suivi hydrobiologique de la Risle (DREAL SRE/UHBO) Suivi des populations piscicoles (FDDPMA27) Suivi température de l'eau de la Risle (ONEMA) Suivi végétation (ONEMA)

Figure 3 : investigations mises en œuvre dans le cadre de l'observatoire de la Risle

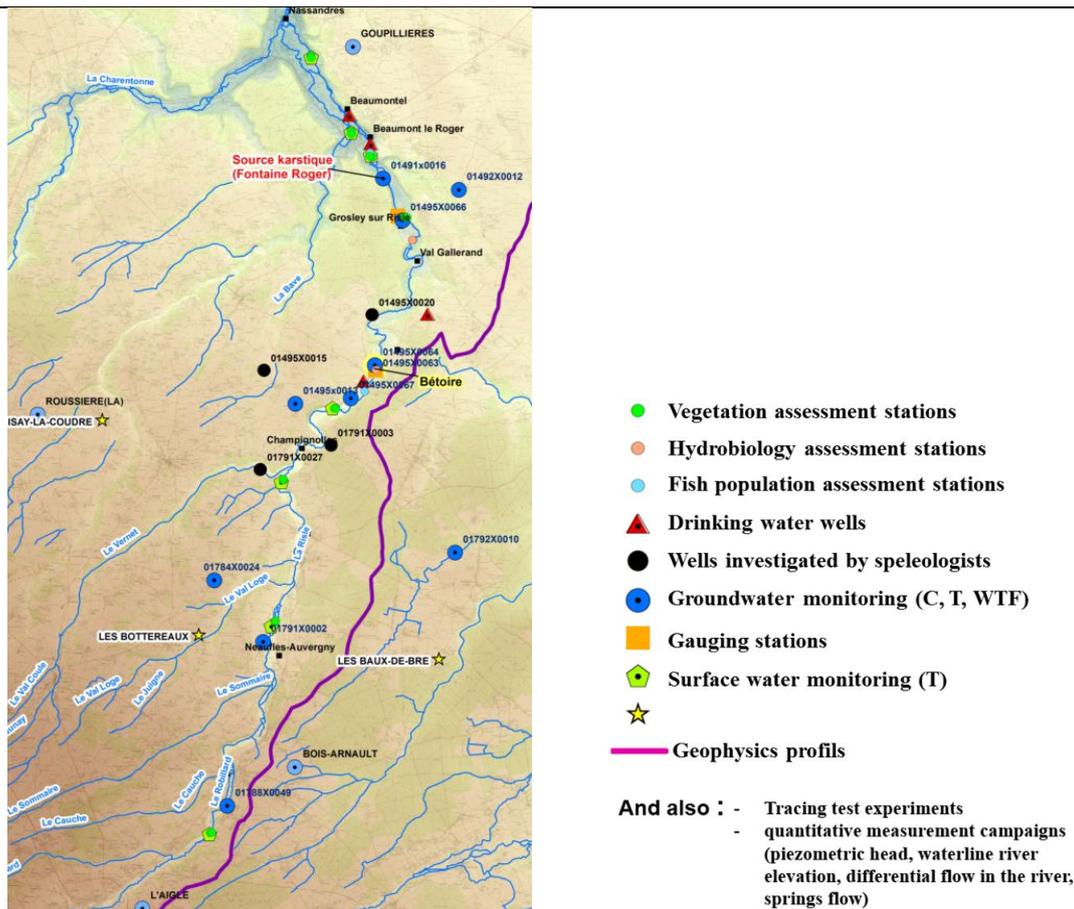


Figure 4 : Carte des investigations et des réseaux de mesure mis en œuvre dans le cadre de l'observatoire de la Risle

RESULTATS DES VOLETS 2, 3 et 4 DE L'OBSERVATOIRE

L'observatoire de la Risle a permis de réaliser des avancées significatives dans la connaissance du fonctionnement de l'hydrosystème Risle – nappe de la craie.

Identification spatiale et temporelle des zones de connexion/déconnexion de la nappe et de la rivière

Un des objectifs de l'Observatoire était de mieux connaître le secteur de la Risle médiane où la nappe et la rivière ne sont pas connectées et où la rivière est en perte. Une approche innovante a été mise en œuvre et a permis de répondre à ces questions ; celle-ci a consisté à croiser les résultats acquis avec différentes techniques (analyses géologiques, investigations hydrodynamiques, comparaison des niveaux de la nappe et de la Risle, recherche de données historiques sur les zones d'assec, analyse différentielle des débits de la rivière, analyse des variations de température de la rivière).

Une analyse historique a montré que ces épisodes d'assec sont observés depuis plusieurs siècles. Des cartes scolaires du 19^{ème} siècle ou même des cartes du 17^{ème} (Figure 5), mentionnaient la perte de la Risle au lieu-dit le Noyer-en-Ouche et représentaient la Risle comme un cours d'eau temporaire entre le Noyer-en-Ouche et La Fontaine Roger.



Figure 5 : Carte du diocèse de « l'évêché d'Evreux en Normandie » par P. Du Val d'Abbeville (de 1654 - XVII^{ième} siècle) indiquant une rupture de l'écoulement de la Risle médiane (cf. cercle rouge sur la carte)

L'observatoire de la Risle moyenne a permis de localiser plus précisément le secteur dans lequel la Risle et la nappe phréatique sont déconnectées : une analyse comparative des niveaux de la nappe et des rivières mesurés en 2014, montre que la déconnexion est constatée de Neauffles-Auvergny jusqu'à l'aval de Grosley-sur-Risle. Toutefois, l'analyse des variations de débits sur des campagnes de mesures datant de 1894, 2013 et 2014 montre que l'extension du tronçon de la Risle concerné par des pertes de débit peut varier dans le temps : ainsi l'amont de ce tronçon démarrait à Rugles en 1894, à Ambenay en 2013 et à Neauffles-Auvergny en 2014. Concernant le point de reconnexion nappe-Risle, il peut se situer selon les années entre l'aval du Val Gallerand et l'amont du moulin de la Bigottière à Grosley-sur-Risle. Des reconnections temporaires sont également possibles en période de hautes-eaux dans le secteur aval de la vallée de Risle médiane où la nappe est très réactive. Une cartographie de ces secteurs est présentée dans le rapport BRGM (David et al. 2017).

De nombreuses cartes et coupes de synthèse reprenant ces résultats ont été établies dans le cadre de l'Observatoire et sont disponibles dans les rapports BRGM : David et al. 2017 et Meire et al. 2017.

Étude de la dynamique spatiale et temporelle des pertes en rivière

Une analyse fine des variations de débits le long de la Risle moyenne a mis en évidence que la répartition des pertes variait dans le temps et dans l'espace. En octobre 2014 ou en 1894 par exemple, 70% environ du débit perdu sur la Risle médiane l'a été entre Ambenay et Ajou, alors qu'en avril 2014, 68% du débit était perdu plus en aval, entre Ajou et Grosley (Figure 6).

Ainsi, le secteur situé à l'aval d'Ajou qui connaît régulièrement les assècs n'est pas toujours le secteur où la rivière perd le plus de son débit. A certaines périodes, l'essentiel des pertes d'eau de la Risle prennent place plus en amont.

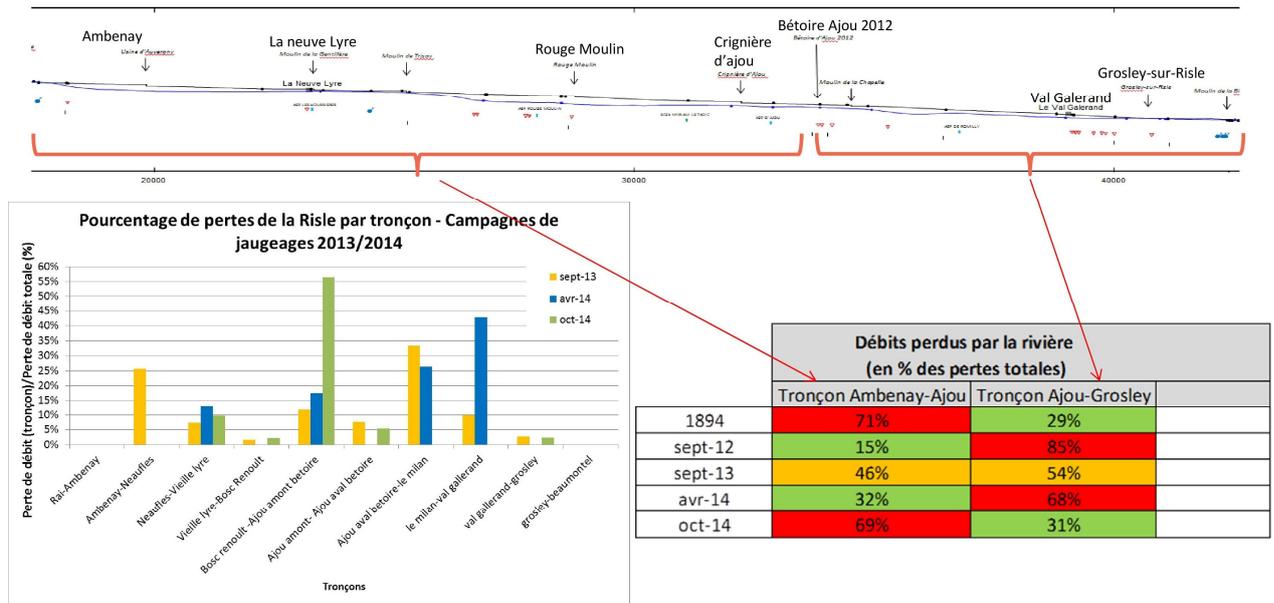


Figure 6 : Répartition et localisation des pertes de débits le long de la Risle médiane

Pour aller plus loin dans la compréhension des variations des pertes de débits de cette rivière, le BRGM a réalisé une modélisation des échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines (modèle de l'onde diffusante d'Hayami avec échanges latéraux). Cette modélisation a confirmé la forte variabilité temporelle et spatiale des pertes le long de la Risle médiane. Elle a également montré que la variabilité temporelle des pertes est certes expliquée par la connectivité de la rivière au karst (i.e. activité des bétaires), mais qu'elle était également corrélée au débit de la rivière. Ainsi des pertes vers le karst allant jusqu'à 7m³/s ont pu être estimées par le modèle lors de l'épisode de crue de décembre 2013 sur le tronçon compris entre Ajou et Grosley-sur-Risle (Figure 7). Le karst joue le rôle d'écrêteur des crues de la rivière et atténue dans ce cas la transmission du pic de crue vers l'aval, et peut réduire les risques d'inondation.

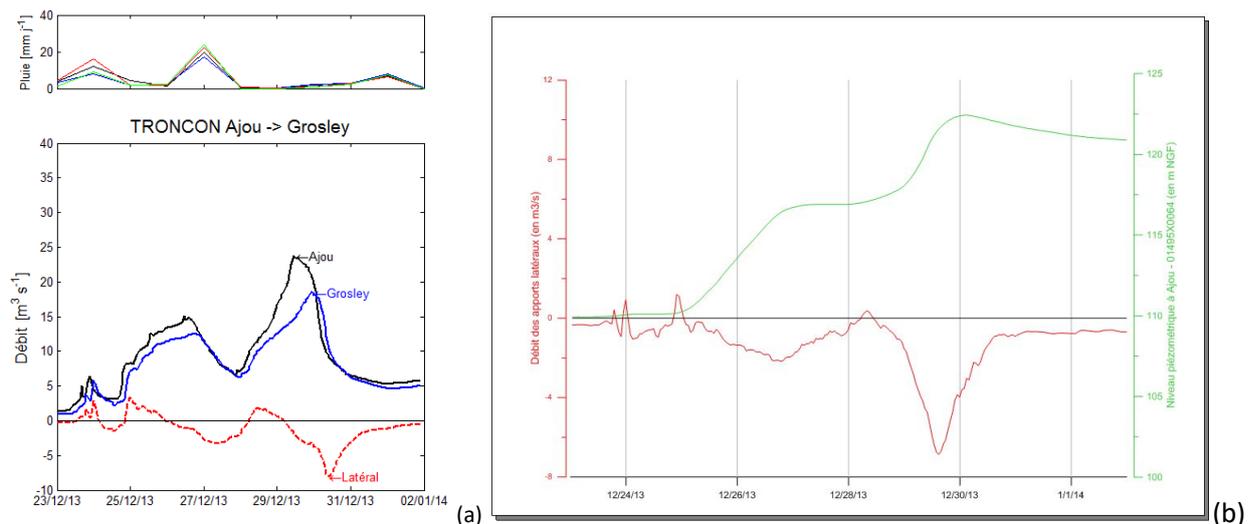


Figure 7 : (a) résultat de la modélisation des échanges de débit entre la rivière et les eaux souterraines sur le tronçon Ajou-Grosley lors du passage de l'onde de crue de décembre 2013 ; (b) comparaison des échanges latéraux modélisés sur le tronçon Ajou-Grosley (en rouge) et du niveau piézométrique mesuré dans le karst à Ajou sur le piézomètre 01495X0064

Dynamique de l'hydrosystème et schéma conceptuel

L'examen des chroniques de débit, piézométrie, température, conductivité, turbidité et nitrate dans le secteur Ajou-Fontaine Roger, par des analyses corrélatoires et spectrales (logiciel TEMPO) a permis de mieux caractériser les échanges eaux de surface / eaux souterraines et les transferts au sein du karst.

Par exemple, l'examen des chroniques des ouvrages 01495X0067 et 01495X0064, forages de 32m et 20m de profondeurs respectivement, situés tous deux dans la vallée de la Risle à Ajou mais distants de 1.8 km, indique que le transfert de pression entre ces 2 points se produit dans un réseau karstique en charge car aucun décalage temporel n'est observé dans les chroniques piézométriques (Figure 8).

L'examen des chroniques de conductivité et de température sur ces deux points a montré en revanche des natures de transferts différents sur ces deux ouvrages. Des transferts de masse depuis la rivière ont en effet été mis en évidence sur le piézomètre 01495X0064. En revanche sur le piézomètre 01495X0067 situé plus à l'amont, les variations de température et de conductivité observées mettent en évidence des transferts de masse provenant de l'exokarst drainant le ruissellement du plateau.

Ainsi si ces deux ouvrages sont en connexion hydraulique dans un réseau karstique en charge, l'ouvrage aval 01495X0064 semble situé sur un drain principal recevant les pertes de la rivière, tandis que le piézomètre 01495X0067 semble situé sur un drain annexe connecté au drain principal, ne recevant pas les pertes de la rivière mais plutôt les eaux de ruissellement du plateau drainées par l'exokarst.

L'étude du transfert au sein de l'aquifère entre la zone de pertes de la Bétoire d'Ajou (01495X0063) et le principal exutoire (Fontaine Roger - 01491X0016) a ensuite pu être abordée à l'aide des chroniques de température et de conductivité des eaux, le débit de cette source n'étant pas suivi en continu. Les dynamiques d'évolution mesurées à l'exutoire apparaissent très comparables à celles mesurées en entrée, les amplitudes des températures et de la conductivité apparaissent néanmoins plus faibles. L'analyse spectrale réalisée sur les eaux de la Fontaine Roger permet de mettre en évidence l'existence de phénomènes périodiques à 24 et 12 h. Le spectre croisé indique que les pics à 24 h sont assez cohérents (0.6) pour la température et la conductivité ce qui témoigne globalement du lien de causalité entre les variables, les variations périodiques des signaux de sortie apparaissent fortement atténuées. L'analyse spectrale permet de corroborer les informations de l'essai de traçage, réalisé par l'Université de Rouen, qui démontre l'existence du lien hydraulique entre la zone des pertes d'Ajou et l'exutoire.

Caractérisation du transfert au sein de l'aquifère
(01495X0067 vers 01495X0064 distant de 1.8 km)

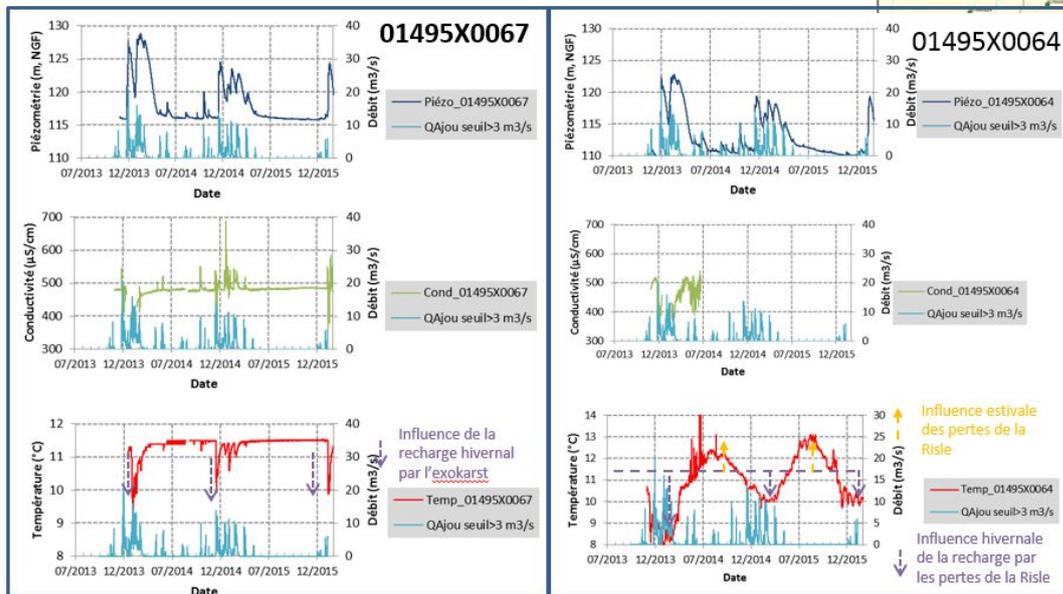
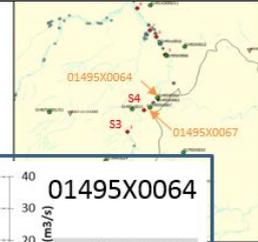


Figure 8 : Examen des évolutions des niveaux, de la minéralisation et de la température de l'eau souterraine au voisinage des ouvrages 01495X0067 (amont hydraulique de la Bétouire d'Ajou) et 01495X0064 (piézomètre à proximité de la Bétouire d'Ajou)

A partir des analyses fonctionnelles, il a ensuite été tenté d'établir un schéma conceptuel de représentation du fonctionnement du karst et d'essayer de comprendre comment l'eau de l'exutoire pourrait être expliquée par le mélange d'eau de diverses composantes qualifiées au sein de l'aquifère. Les résultats de ces analyses du signal indiquent que les composantes d'écoulement liées aux pertes semblent globalement expliquer près de 65% de la variance totale observée à l'exutoire, les 35 % restants sont attribuées à la composante inertielle des plateaux qui apparaît ici plus minéralisée que l'eau des pertes de la Risle. Enfin des modélisations GARDENIA ont permis d'estimer les composantes (lente et rapide) des débits de la Risle aux différentes stations, de réaliser des bilans quantitatifs et d'estimer les flux souterrains, notamment karstiques, dans la vallée de la Risle (Figure 9).

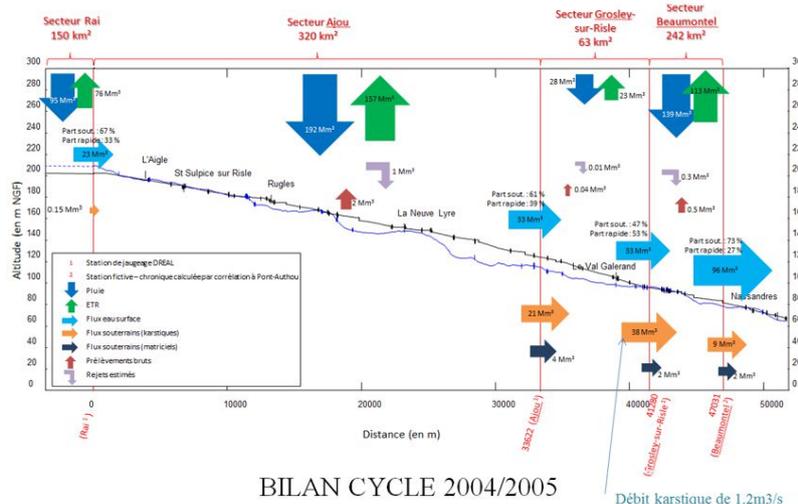


Figure 9 : Eléments du bilan hydrologique de la Risle moyenne pour le cycle 2004/2005 d'après les résultats de modélisation globale GARDENIA pluie-débit-niveaux

Étude des facteurs déclencheurs des bétoires en rivières

Les causes de l'apparition des bétoires sont souvent le résultat d'effondrements liés à l'érosion interne des voûtes instables des conduits karstiques (lorsque ceux-ci atteignent une poche d'argile ou de la craie altérée) ou à l'érosion de leur remplissage en profondeur. Une fois l'affaissement du sol initié, le phénomène peut être accentué par les eaux de la rivière qui se perdent vers la nappe. Le suivi réalisé pendant ces deux années a d'ores-et-déjà permis de distinguer 2 cas :

- cas n°1 : ouverture des bétoires en rivière en période d'étiage sans pluie significative (cas des bétoires ayant provoqué les assècs en 2005 au Val-Gallerand et en 2012 à Ajou). Dans ce cas, le dessèchement progressif des terrains en profondeur entraîne une désorganisation des alluvions et donc une portance moindre. L'état de sécheresse hydrogéologique (très basses eaux dans les nappes) peut donc être un facteur aggravant en termes de connectivité de la rivière au réseau endokarstique. Il faut cependant garder à l'esprit que ces effondrements soudains font suite à une érosion lente et progressive.
- cas n°2 : ouverture des bétoires après de fortes pluies, pic de crue et remontée de nappe (cas de la bétoire ouverte sur la berge à Ajou fin décembre 2013 à proximité de la bétoire de 2012). Ici, un double phénomène est sans doute en jeu : l'apparition de cette bétoire à 1 mètre de la berge de la rivière, est vraisemblablement liée, d'une part, à un débordement de la Risle au-dessus de la berge et à un arrachement consécutif de matériaux entraînés ensuite en profondeur et, d'autre part, à la forte remontée de la nappe de la craie sur cette période (remontée de 12 mètres en quelques jours au-dessus du toit de la craie), avec la mise en eau des formations superficielles (alluvions) et un effet piston lié qui a conduit à déstabiliser les formations de surface présentes au-dessus des vides karstiques.

Références bibliographiques

ARNAUD L. (2005) – Pertes de la Risle au lieu-dit « Le Val Gallerand » – Commune de Grosley-sur-Risle (Eure). Avis hydrogéologique du brgm. – Rapport BRGM/RP-54124-FR. Septembre 2005, 25 p., 3 fig., 4 ph

Charlier J.-B., Chapuis H., and Desprats J.-F. (2013). Appui au SCHAPI 2013 - Module 1 - Identification du rôle potentiel du karst dans les crues sur le territoire du SPC Méditerranée-Est. Rapport BRGM/RP-62888-FR, 104p.

Charlier J.-B., David P.-Y., Lanini S. et Desprats J.-F. (2015a) – Appui au SCHAPI 2015 – Module 1 - Rôle et contribution des eaux souterraines d'origine karstique aux crues des bassins normands de l'Iton et de l'Orbiquet. Rapport final. BRGM/RP-65570-FR, 84p.

Charlier J.-B., Moussa R., Bailly-Comte V., Danneville L., Desprats J.-F., Ladouche B., and Marchandise A. (2015b). Use of a flood-routing model to assess lateral flows in a karstic stream: implications to the hydrogeological functioning of the Grands Causses area (Tarn River, Southern France), *Environmental Earth Sciences*, 74: 7605–7616, DOI 10.1007/s12665-015-4704-0.

David P.-Y., Charlier J.-B., Ladouche B., Cary L., Pennequin D., Meire B., Schaefer I., Hugot V. (2017) – Observatoire de la Risle moyenne – Volets n°2, 3, 4 et 5 : Etude de l'hydro-système Risle-Nappe de la craie. Rapport final. BRGM/RP-67480-FR

David P.-Y., Meire B., Cary L., Charlier J.-B., Ladouche B., Lemesnil M., Richard M., Yecora Zorzano L., (2016) – Etude du fonctionnement et de la vulnérabilité du bassin versant de l'Iton - Etat des connaissances, analyse des données et premiers résultats. Rapport final. BRGM/ RP-65618-FR, 397 p., 248 ill., 22 tabl., 12 ann.

DAVID P.Y., MOISAN J., NACHBAUR A., DORFLIGER N. (2010) – Aménagement des bétoires en Haute-Normandie – Etat de l'art et préconisations de bonnes pratiques – Rapport final. BRGM/RP-58795-FR, 218 p., 39 ill., 10 ann.

DAVID P.Y., EQUILBREY E. (2012) – Perte totale de la Risle, commune de LA HOUSSAYE, Avis hydrogéologique du BRGM, Rapport final. Rapport BRGM/RP-61446-FR. 96 p., 42 ill., 7 ann.

DE LA QUERIERE Ph., SOURIMANT J.C. (1993) – Implantation d'un forage d'alimentation en eau potable dans la vallée de la Risle – BRGM 93HNO043 – Juin 1993

FERRAY R. (1894) – Rapport – L'Eure souterraine – Tome IV – 1894

FOURNIER M. (2012) – Engouffrement de la Risle – NOTE DE SYNTHESE – 08/08/2012

FOURNIER M. (2015) – Apport d'une campagne de multitraçage artificiel à la connaissance des relations surface-souterrain sur la Risle moyenne – Décembre 2015

GUETTARD J.-E. (1758) – Mémoire sur plusieurs Rivières de Normandie, qui entrent en terre et qui reparoissent ensuite, et sur quelques autres de la France, in Mémoires de l'Académie des Sciences (1758), pp. 271-317

Hayami S. (1951). On the propagation of flood waves. Disaster Prevention Research Institute Bulletin 1–16.

Helouin S. (2016) – Observatoire de la Risle. Données quantitatives des eaux superficielles. Rapport du Service Ressources Naturelles – Bureau Hydrologie Hydrométrie et Prévision des crues du 25/04/2016

S. Lanini, Y. Caballero, J.-J. Seguin, J.-C. Maréchal (2015). ESPERE, a multiple-method Microsoft Excel application for estimating aquifer recharge. Groundwater.

Meire B., David P.Y (2017) – Observatoire de la Risle moyenne – volet 1 : synthèse géologique et structurale Rapport final. BRGM/RP-66861-FR, 81 p., 27 ill., 1 tabl., 2 ann.

RODET J. (1981) – Contribution à l'étude du karst de la craie – L'exemple Normand et quelques comparaisons – Thèse Université Paris I « Pantheon – Sorbonne »

Détail d'une structure régionale majeure par méthodes géophysiques combinées – cas de la faille de Fécamp-Lillebonne (Seine-Maritime, France)

MEIRE Baptiste⁽¹⁾, DAVID Pierre-Yann⁽¹⁾, JACOB Thomas⁽²⁾, PORTAL Angélie⁽²⁾,
PAQUET Fabien⁽²⁾, BITRI Adnand⁽²⁾, PENNEQUIN Didier⁽¹⁾, IDEE Erwan⁽¹⁾, HAUCHARD
Emmanuel⁽³⁾

(1) BRGM Mont-Saint-Aignan

(2) BRGM Orléans

(3) CODAH

b.meire@brgm.fr

MOTS CLES : faille de Fécamp-Lillebonne, géophysique, carte structurale

RESUME

La faille de Lillebonne-Fécamp est une faille normale-décrochante dextre (*Hauchard et Laignel*, 2008 ; *Wazi*, 1988), orientée N150° (orientation *armoricaine*) à regard vers l'ouest, à rejet vertical variable (150 m dans le secteur de Bolbec, 40 m dans le secteur de Lillebonne). Il s'agit d'une structure géologique régionale majeure qui traverse le Pays de Caux sur plus de 25 km et se prolonge en Manche au large de Fécamp en prenant progressivement une orientation E-O. Au sud, cette structure n'atteindrait pas la Seine et viendrait buter contre l'accident de Notre-Dame-de-Gravenchon-Villequier, orienté N060° (orientation *varisque*). A l'échelle du Bassin de Paris, cette structure s'inscrit dans la continuité des failles de la Seine, de Rambouillet et d'Etampes, et présente la même orientation que la structure du Bray. Dans le paysage structural du Pays de Caux, la faille de Lillebonne-Fécamp est également associée à de larges structures plicatives à faible pendage, globalement parallèles à la faille (*Ragot*, 1988).

En 2017, des investigations géophysiques ont été réalisées par le BRGM dans le secteur de Bolbec pour améliorer les connaissances géologiques et structurales dans la zone. L'interprétation et la corrélation conjointe des profils géo-électriques, sismiques et de la carte gravimétrique a permis de confirmer la thèse de Ragot sur la géométrie en faisceau de la faille, et de proposer une nouvelle carte structurale pour le secteur de Bolbec.

INTRODUCTION

La faille de Lillebonne-Fécamp est une faille normale-décrochante dextre (Hauchard et Laignel, 2008 ; Wazi, 1988), orientée N150° (orientation armoricaine) à regard vers l'ouest. Il s'agit d'une structure géologique régionale majeure qui traverse le Pays de Caux sur plus de 25 km et se prolonge en Manche au large de Fécamp en prenant progressivement une orientation E-O (figure 1). Au sud, cette structure n'atteindrait pas la Seine et viendrait buter contre l'accident de Notre-Dame-de-Gravenchon-Villequier, orienté N060° (orientation varisque). A l'échelle du Bassin de Paris, cette structure s'inscrit dans la continuité des failles de la Seine, de Rambouillet et d'Etampes, et présente la même orientation que la structure du Bray. Dans le paysage structural du Pays de Caux, la faille de Lillebonne-Fécamp est également associée à de larges structures plicatives à faible pendage, globalement parallèles à la faille (Ragot, 1988).

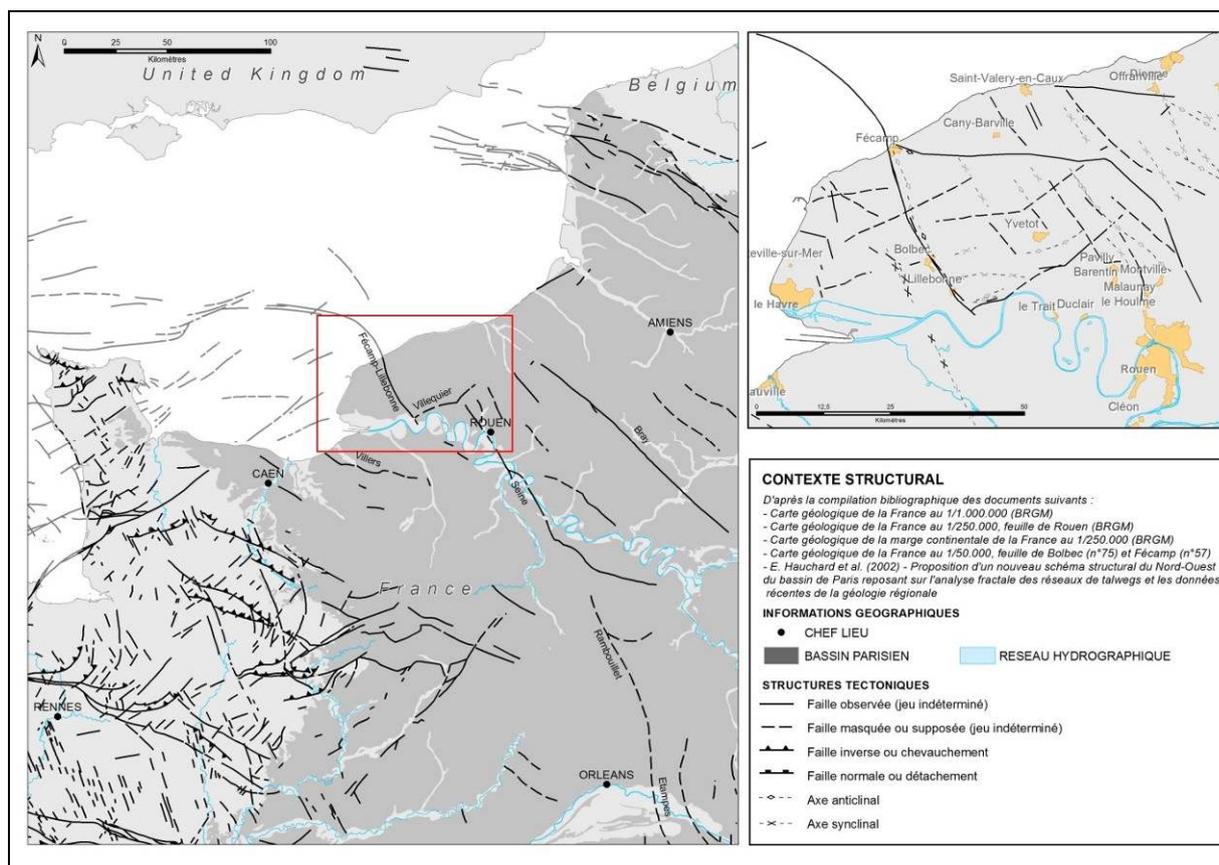


Figure 1 : Situation et contexte structural de la zone sur la bordure ouest du Bassin de Paris (sources : carte géologique de la France au 1/1.000.000 (BRGM), carte géologique de la France au 1/250.000, feuille de Rouen (BRGM), carte géologique de la marge continentale de la France au 1/250.000 (BRGM), cartes géologiques de la France au 1/50.000 (feuilles de Bolbec et Fécamp) (BRGM), Hauchard et al., 2002)

Plusieurs auteurs (Ménillet, 1969 ; Ternet, 1968 ; CPGF, 1980) indiquent que le rejet vertical global de la faille varie de 100 à 150 m dans le secteur de Bolbec à environ 40 m vers Lillebonne (SAFEGE, 2012), affaissant le compartiment SO. Ce rejet met en contact tectonique des formations de faciès parfois très différentes : contact anormal entre les craies du Coniacien (situées dans le bloc SO affaissé), avec les niveaux glauconieux de l'Albien et du Cénomaniens inférieur (situées sur le bloc NE), ce qui peut perturber les écoulements hydrogéologiques (figure 2).

La corrélation de logs géologiques disponibles en Banque de données du Sous-Sol (BSS) du BRGM permet d'apporter des précisions sur les rejets verticaux dans des secteurs clés (figure 3). Ainsi, pour le secteur au nord de Bolbec, la corrélation de l'altitude du niveau repère « faciès du Gault » de l'Albien entre le sondage récent réalisé par la CODAH à Nointot (Gault mentionné à - 64 m NGF, bloc SO) et le sondage BSS 00756X0006 situé à 750 m au sud-est, sur le bloc NE (toit du Gault à + 48 m NGF), indique un rejet vertical de 112 m, ce qui corrobore les données des anciens auteurs. Plus au nord, dans le secteur de Mirville, la corrélation du forage 00752X0004 (bloc NE, toit du Gault mentionné à + 81 m NGF) avec le forage 00752X0006 (bloc SO ou bande faillée, Gault mentionné vers 0 m NGF) indique un rejet vertical de 81 m. Au sud de la structure, dans le secteur de Port-Jérôme – Notre-Dame-de-Gravenchon, la corrélation des sondages 00983X0031 (situé à Port-Jérôme dans la vallée de la Seine, Gault signalé à la côte – 48 m NGF) et 00757X0003 (forage VILQ-5, bloc Est soulevé, Gault signalé à la côte + 8 m NGF) indique un rejet de 56 m.

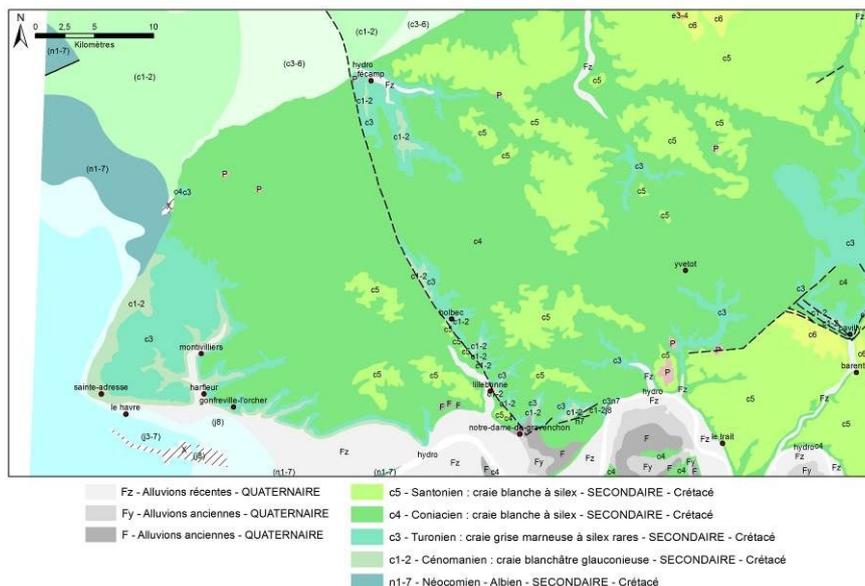


Figure 2 : Carte géologique au 1/250000 du BRGM (feuille n°4 – Rouen) qui met en évidence les contacts anormaux Cénomaniens-Coniaciens le long de la faille de Fécamp-Lillebonne

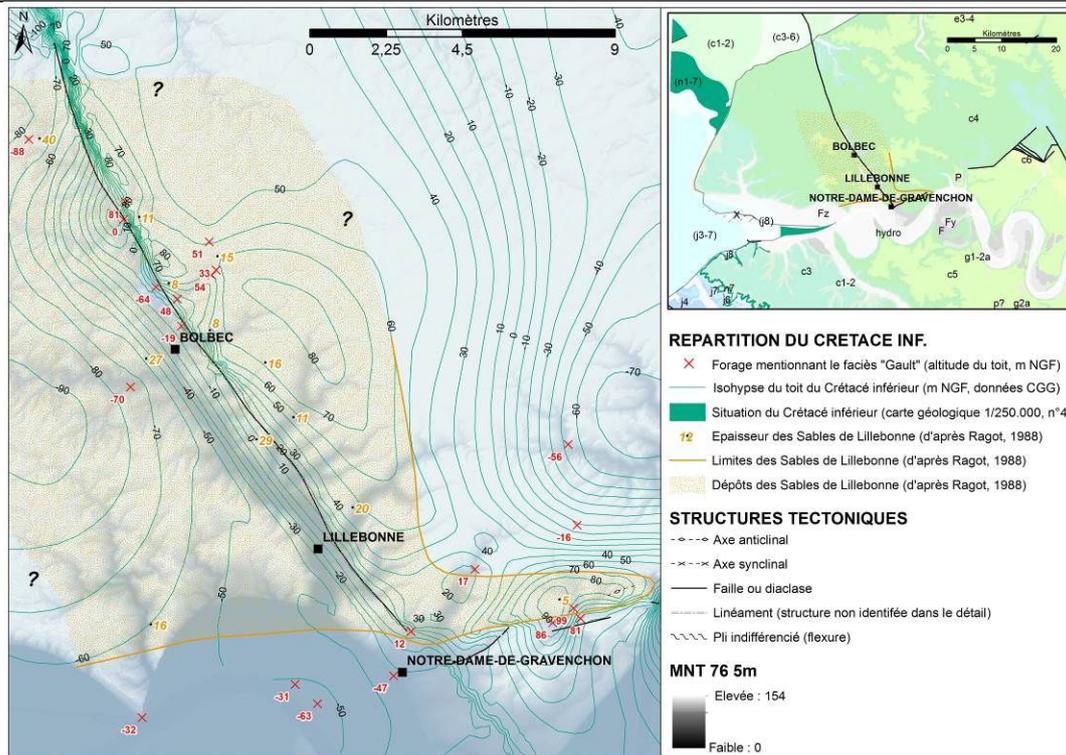


Figure 3 : Synthèse des données concernant la répartition géographique des faciès du Crétacé inférieur (sources : Ragot, 1988 ; CGG, 1998 ; Banque du Sous-Sol (BRGM) et carte géologique de la France au 1/250.000, feuille de Rouen (BRGM))

PRECISIONS SUR LA GEOMETRIE DE LA FAILLE DE FECAMP-LILLEBONNE – DONNEES DISPONIBLES

Plus précisément, les récents profils sismiques réalisés au large de Fécamp dans le cadre de la mise à jour de la cartographie géologique de la baie de Seine ont permis d'améliorer la connaissance de la géométrie de la faille en mer. Ces profils mettent en évidence une structure cassante verticale associée à une structure antiforme asymétrique bien marquée au nord-est (bloc soulevé), et à une structure synforme à large longueur d'onde au sud-ouest (bloc affaissé). A terre, entre Lillebonne et Bolbec, les travaux de Ragot, basés sur des observations de terrain, indiquent que cette structure prendrait la forme d'une bande faillée, large d'environ 300 m, constituée d'un faisceau de 2 à 4 failles subparallèles N150°, présentant des rejets variant de 10 à 30 m, pour un rejet vertical cumulé approchant 125 m (Ragot, 1988). Ce faisceau de failles, associé à des cassures satellites N060°, isolerait des compartiments prismatiques basculés, disposés « en marches d'escalier ».

AMELIORATION DE LA CONNAISSANCE DE LA GEOMETRIE DE LA FAILLE PAR ACQUISITION DE DONNEES GEOPHYSIQUES INEDITES

En 2017, des investigations géophysiques ont été menées par le BRGM dans le secteur de Bolbec pour améliorer la connaissance géologique et structurale de la zone. Dans ce cadre, plusieurs profils électriques et sismiques ont été réalisés perpendiculairement au tracé de la faille entre la route départementale 6015 au sud (Bolbec) et Mirville au nord (figure 4). En complément, une carte gravimétrique a été levée sur le secteur de Bolbec.

22^{èmes} journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie
de l'Association Internationale des Hydrogéologues.
« Hydrogéologie de la craie » Le Havre, mai 2018

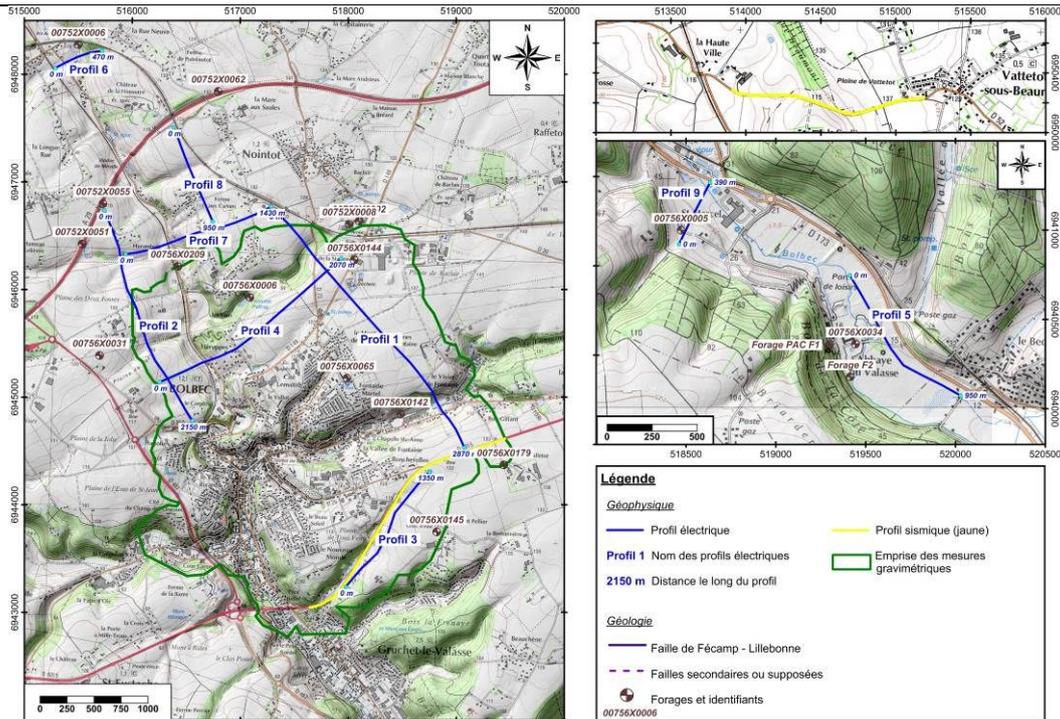


Figure 4 : Programme d'investigations géophysiques effectuées en 2017 par le BRGM dans le secteur de Bolbec (en bleu, les profils électriques, et en jaune, les profils sismiques)

L'interprétation et la corrélation conjointe des profils géo-électriques orthogonaux au tracé de la faille de Fécamp-Lillebonne a permis de confirmer la thèse de Ragot sur la géométrie en faisceau de la faille (figure 5). En effet, d'après la corrélation des quatre profils répartis entre Bolbec et Mirville, la faille de Fécamp-Lillebonne serait constituée d'un ensemble de 3 faisceaux de failles (nommés F1, F2 et F3), eux-mêmes divisés en plusieurs failles de faibles rejets. Le nombre de failles par faisceau et leur espacement semble varier le long de la structure entre Bolbec et Mirville.

NORD
↑

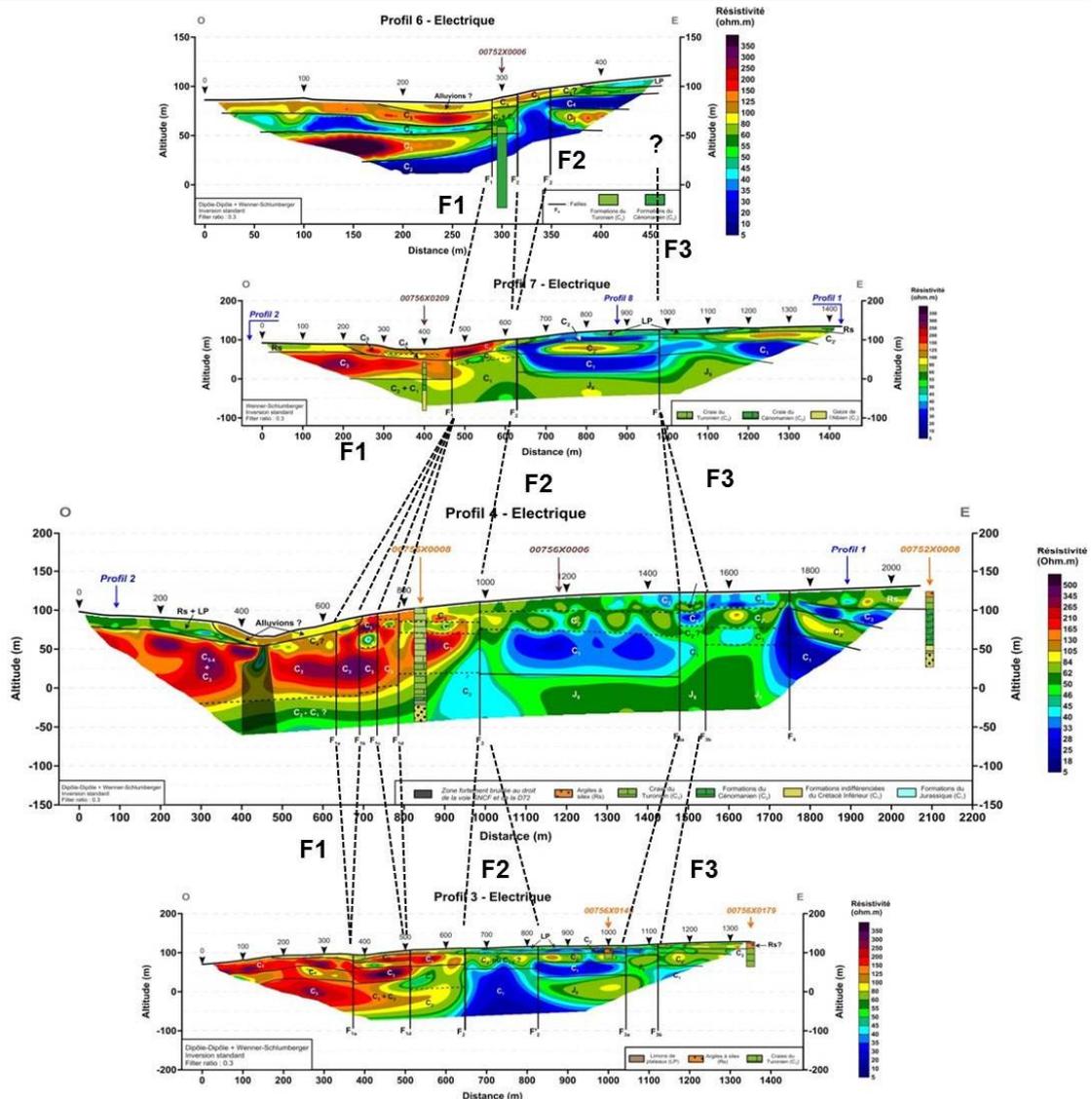


Figure 5 : Corrélation des profils géo-électriques orthogonaux à la faille de Fécamp-Lillebonne qui met clairement en évidence sa structure en faisceaux

D'autre part, la carte gravimétrique a mis en évidence une anomalie positive orientée N150° clairement liée à la structure de Fécamp-Lillebonne. Quelle que soit la densité de réduction choisie, cette anomalie positive ressort sans ambiguïté. D'un point de vue géologique, cette anomalie positive traduit la présence de matériaux denses dans le sous-sol, très probablement argileux et/ou glauconieux (densité de la glauconie : 2,4 à 2,9). De fait, plusieurs hypothèses peuvent expliquer la réponse gravimétrique de la structure de Fécamp-Lillebonne :

- Une argilisation massive de la zone faillée, induite par l'altération des craies liée à des circulations d'eau favorisées par les failles ou par la bréchification mécanique des formations crayeuses ;
- La présence de méga-karsts calés sur la structure de Fécamp-Lillebonne, partiellement ou totalement remplis de matériaux argilo-sableux plus denses (formations résiduelle à silex, formations tertiaires) ;
- La présence d'un axe anticlinal sur la bordure Est de l'accident de Fécamp-Lillebonne qui ferait remonter en proche sous-sol les formations sablo-argileuses ou argilo-sableuses détritiques riches

- en glauconie de la base du Cénomaniens (faciès glauconieux) et du Crétacé inférieur, qui sont plus denses que les formations crayeuses - cette hypothèse est appuyée par les données sismiques ;
- La bréchification de la craie située dans la zone faillée accompagnée d'une re-cimentation par des matériaux plus denses (calcite ?) ;
 - La conservation de matériaux tertiaires plus denses à la faveur d'un héli-graben ou d'un synclinal ;
 - Un sur-épaississement de la Formation Résiduelle à silex aux abords de la structure ;

Il n'est évidemment pas exclu que l'origine de l'anomalie positive calée sur le tracé de la faille soit liée à une combinaison de ces différentes hypothèses. La réalisation d'un sondage de reconnaissance géologique dans cette anomalie positive permettra de confirmer ou d'infirmer ces hypothèses. Dans tous les cas, la bordure ouest de cette anomalie est franche et vient buter sur une anomalie négative, ce qui traduit un passage brutal entre deux ensembles de lithologies très différentes : des faciès denses argilo-sableux et glauconieux à l'est et des faciès moins denses crayeux à l'ouest. Le rejet et les contacts anormaux induits par la structure de Fécamp-Lillebonne sont donc clairement mis en évidence par la gravimétrie.

Enfin, la mise en parallèle des résultats gravimétriques, électriques et sismiques le long du profil électrique ERT 3 (RD6015 – Bolbec) confirme la corrélation des anomalies électriques, gravimétriques et sismiques au passage de la structure de Fécamp-Lillebonne (figure 6).

D'un point de vue structural, ces anomalies semblent localisées au niveau d'une structure anticlinale, faillée sur son flanc ouest, dont l'axe se situe sur le bloc nord-est soulevé, ce qui induit une remontée des terrains du Crétacé inférieur à environ 0 m NGF. Sur ce profil, l'horizon géo-électrique conducteur correspondrait donc à une unité sismique qui marque la présence des faciès du Crétacé inférieur.

Cette mise en parallèle des résultats des trois méthodes géophysiques confirme le lien qui existe entre les anomalies décelées en gravimétrie et électrique avec le passage de la structure de Fécamp-Lillebonne, bien identifiée sur les profils sismiques. En outre, les horizons géo-électriques semblent se corréliser avec les unités sismiques, ce qui confirme davantage les interprétations.

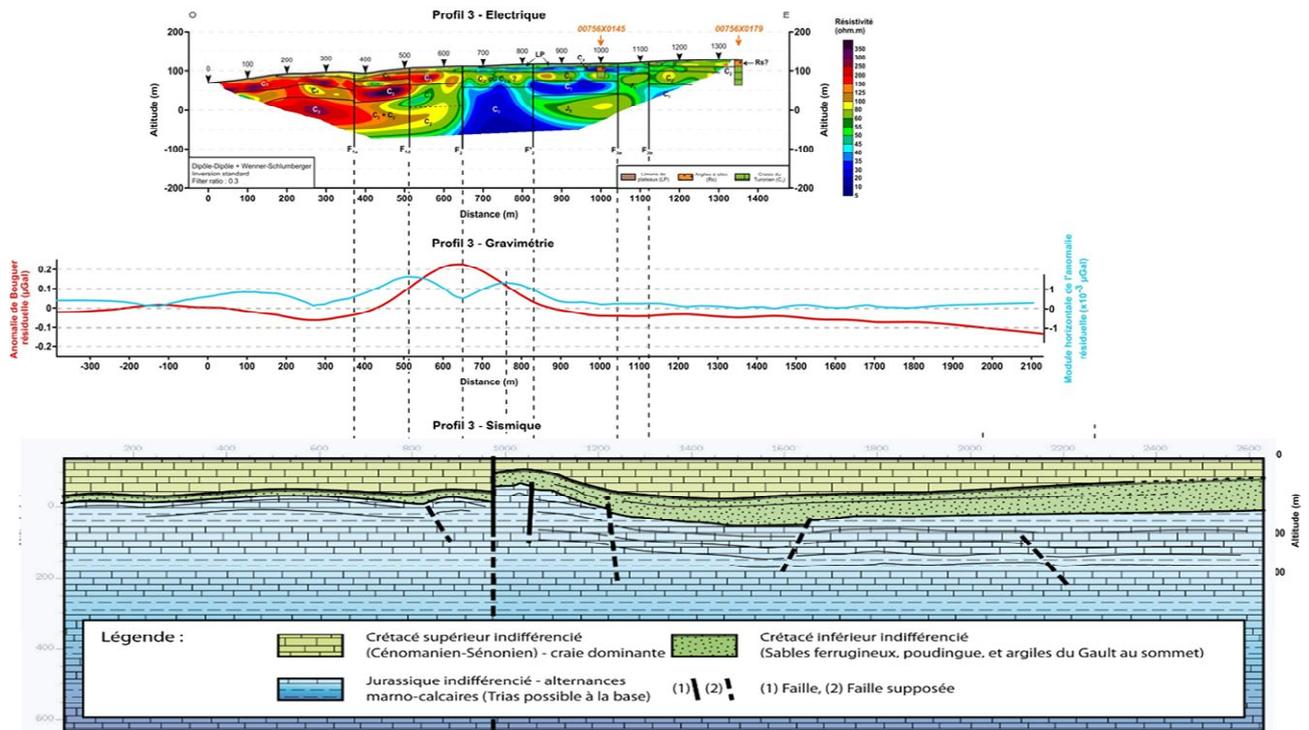


Figure 6 : Corrélation des profils électriques, sismiques et des données gravimétriques réalisés le long de la RD6015 à Bolbec

Ces investigations géophysiques ont permis d'améliorer notre connaissance du contexte géologique et structural du secteur de Bolbec, et ont ainsi permis d'affiner le schéma structural, notamment sur la structure en « faisceau » de la structure de Fécamp-Lillebonne entre Bolbec et Mirville, et de promulguer de nouvelles hypothèses sur la géométrie de l'aquifère.

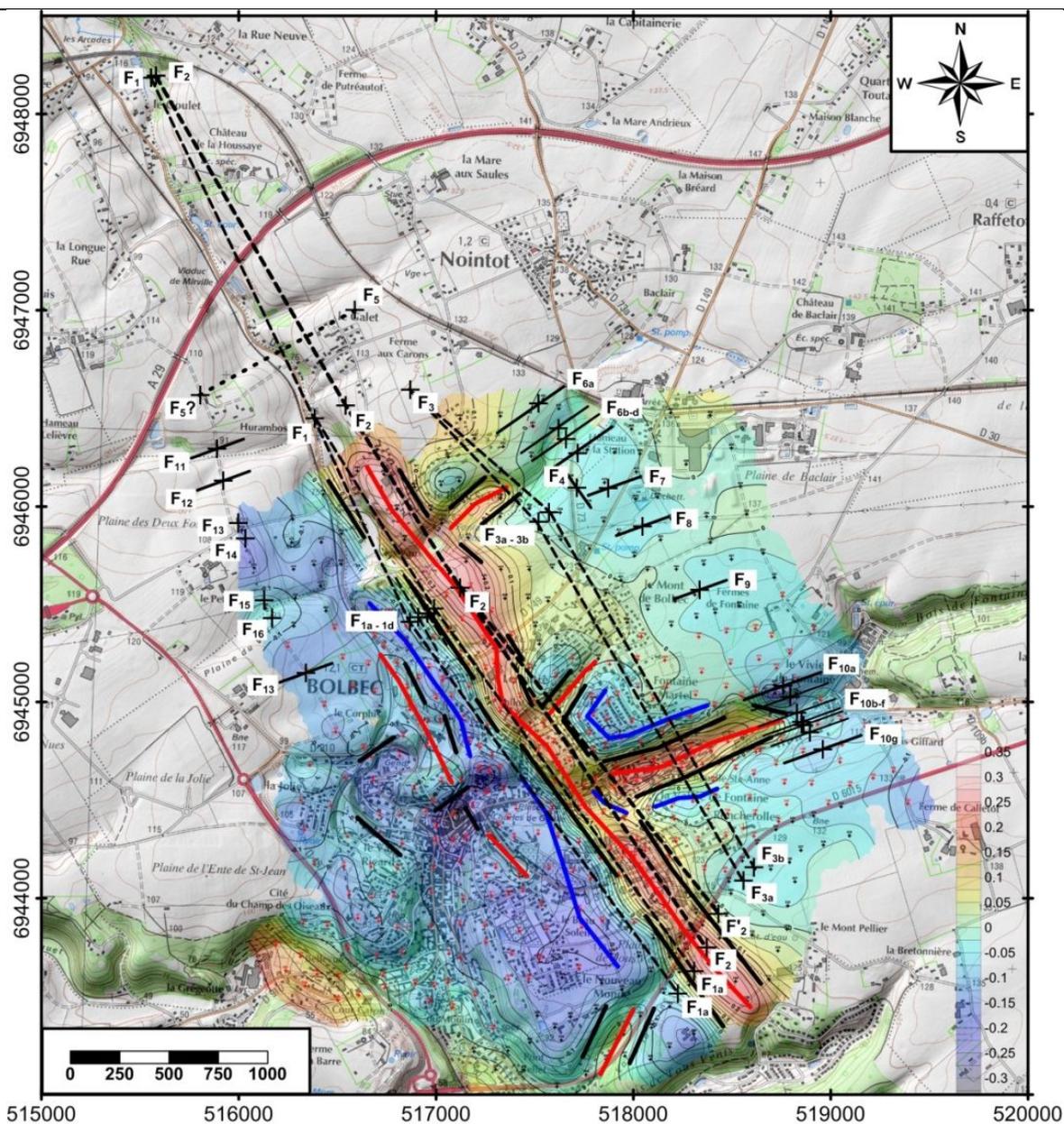


Figure 7 : Proposition d'une nouvelle carte structurale pour le secteur de Bolbec par interprétation et corrélation des données géophysiques

CONCLUSION

Pour tester la pertinence de ce nouveau schéma géologique et structural du secteur, des sondages de reconnaissance géologique vont être prochainement implantés avec pour principaux objectifs de :

- confirmer/infirmar les hypothèses géologiques ;
- enrichir le réseau de piézomètres pour les prochaines campagnes de suivi

En conclusion, cette structure singulière a selon toute vraisemblance une influence non négligeable sur le comportement des écoulements souterrains et sur le développement d'un des réseaux karstiques les plus importants de la Normandie Crayeuse, si ce n'est le plus important connu à ce jour.

Références bibliographiques :

CGG (1998) – Géologie et géométrie de l'aquifère de la craie – Département de la Seine-Maritime

David P.Y., Pennequin D. (2013) – Pollution par la morpholine et la N-nitrosomorpholine dans le secteur de Bolbec et au-delà – Avis du BRGM, rapport final BRGM/RP-62004-FR., 95 p., 39 ill., 7 annexes.

Hanin G. (2010) – Contrôles structural et hydrogéologique sur la dynamique d'un champ captant en contexte crayeux karstique et sa sensibilité aux variations du signal climatique : implications en matière de vulnérabilité de la ressource. Thèse de l'université de Rouen.

Hauchard E., Laignel B. (2008) – Evolution morphotectonique de la marge nord-occidentale du Bassin de Paris. Z. Geomorph. N. F. p 463-488. Décembre 2008

Juignet P. (1974) – La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif Armoricaïn. Thèse d'état. Université de Caen. 786 p.

Lasseur E. (2008) – La Craie du Bassin de Paris (Cénomaniens-Campaniens, Crétacé supérieur). Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D. Thèse de l'université de Rennes 1. 410 p.

Ménillet F. (1969) – Carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Bolbec (n°75) et notice explicative. Ed. BRGM

Nicolesco C.-P., (1931) – Contribution à l'étude de la faille de Lillebonne à Bolbec (Seine-Inférieure). CR sommaire Soc. Géol. France., p. 39-41

Quesnel F., Couëffé R., Duriez M., Lasseur E. (2007) – Carte géologique harmonisée du département de la Seine-Maritime. Rapport BRGM/RP-56185-FR, 118 p., 17 fig., 4 pl. hors-texte.

Ragot J. (1988) – La sédimentation crétacée aux abords de l'accident Fécamp-Lillebonne-Villequier (Seine-Maritime, France). Biostratigraphie et contrôle structural. Mémoire de Diplôme d'Etudes Doctorales, université de Rouen. 141 p., 69 fig.

SAFEGE (2012) – Etude du bassin d'alimentation du captage de Radicatel. Délimitation du bassin d'alimentation et analyse de la vulnérabilité intrinsèque du bassin. Rapport 09NRE023

Ternet Y. (1968) – Carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Fécamp (n°57) et notice explicative. Ed. BRGM

Wazi N. (1988) – Le Crétacé du Roumois (vallée de l'Oison) et le Tertiaire-Quaternaire des régions voisines de la basse vallée de la Seine (Haute-Normandie). Stratigraphie et tectonique. Thèse de l'université de Rouen

The Chalk karst of Normandy, France: reconstruction and evolution of palaeoaquifer levels along the Seine River.

**Carole Nehme (1), Andrew Farrant (2), Joel Rodet (3), Dominique Todisco (1),
Diana Sahy (2), J Michael Grappone (4) and Mark Woods (2)**

(1) University of Rouen Normandy, IDEES UMR 6266 CNRS, Mont St-Aignan, France
carole.nehme@univ-rouen.fr

(2) British Geological Survey, Keyworth, Nottingham, NG12 5GG, UK.

(3) University of Rouen, M2C Laboratory UMR 6143 CNRS, Mont Saint Aignan, France, & Centre
Normand d'Etude du Karst.

(4) University of Liverpool, Department of Earth, Ocean and Ecological sciences, Liverpool, UK,

Key words : karst, inception horizon, paleomagnetism

Abstract

Caves in the Upper Cretaceous Chalk limestone are generally rare, but more common in the Normandy (France), with several hundred recorded sites. Most occur in the Seine valley and along the Pays de Caux coastline. Few caves are several km long with few active streamways; others are relict systems, sometimes preserved up to 90m above sea level (asl). Many caves are infilled with sediment, sometimes totally, and often display a paragenetic morphology. The sediments include reworked loessic material, clay, sand and flint derived from Palaeogene and Quaternary Clay-with-Flint and loess deposits that overlie the Chalk.

From a speleogenesis perspective, the spatial and vertical distribution of caves suggest a link between cave elevation, Chalk stratigraphy and the Seine river' incision. To better constrain the speleogenetic context, high resolution stratigraphy, detailed topographical analysis and age dating was used to understand the Quaternary evolution of the multi-level cave system along the Seine valley. Detailed stratigraphical logs derived from laser scans combined with palaeontological sampling suggest that cave development may be associated with particular inception horizons within the Chalk sequence (hardgrounds, sheet flints, marl seams), in particular the Light Point hardground/Shoreham marl level at the top of the Lewes Nodular Chalk/base Seaford Chalk formations. The sediment infilling into caves attests to significant sediment inputs during various stages in the Quaternary. The studied caves along the Seine valley include: Caumont (15 m asl), Funiculaire (40 m asl), Mont Pivin (70 m asl) and Roche Percée (80 m asl) caves. Although previously

partially dated (Rodet, 1992), they were recently reinvestigated to help constrain the timing of sediment infilling into the caves and to derive a minimal model age for the cave development related to the incision of the Seine River. The River Seine has a very well-developed terrace system corresponding to seven incision stages covered by periglacial alluvial formations, but less well-dated. Along the Somme Basin adjacent to the Seine Basin, the highest terraces dated are up to 95 m asl. These terraces record valley incision that began at 1 Ma, with several terraces dated by absolute ages and archeological findings. Recent palaeomagnetic data from the studied cave showed both normal and reversed polarity from the Funiculaire cave whereas higher-level caves showed normal polarity and may fall in the Jaramillo normal period (0.9-1.06 Ma). Having normal and reversed sediments in the Funiculaire cave appears to be in accordance with the nearest dated alluvial terrace (600 ± 90 ka; 40 m asl) in the Somme catchment. As for Caumont system (15 m asl), recent Uranium-Thorium dating on calcite flowstone and on calcite incrustated in the ceiling of several galleries showed ages around 100 ka and 300 ka. From a speleogenetic point of view, the Caumont karst system was functional at least since 300 ka inferring that the Seine level was at or below 15 m asl at the end of the Middle Pleistocene period.

LOCATION AND GEOLOGICAL SETTINGS

The study area is part of the karstic Upper Cretaceous Chalk plateau of the western Paris Basin. The Chalk in this area is covered with superficial deposits comprising Quaternary loess and Clay-with-Flints. The regional topography is characterized by an extensive plateau typically 100-200 m above sea level (asl), deeply incised by the Seine valley and its tributaries. Drainage is largely underground, focused on major valleys, with karstic conduit systems graded to regional base-levels. Relict phreatic conduits (caves) preserved at various levels (Rodet, 1992) above the Seine valley record former base levels since abandoned by valley incision (Lautridou, 1983; Lecolle, 1989). Geological examination of these relict caves developed in the Chalk suggests that cave development may be associated with particular inception horizons within the Chalk sequence (hardgrounds, sheet flints and marl seams), in particular the Light Point hardground/Shoreham marl level (Hoyez, 2008) at the top of the Lewes Nodular Chalk/base Seaford Chalk formations (and their French equivalents). Sediments within these relict caves indicate several phases of sediment input during the Quaternary (Rodet, 1992). Several relict and active caves along the Seine valley between Andelys and Le Havre were investigated to determine the age of cave development by dating speleothem and sediment deposits. These include the caves at Caumont (~15 m asl), Funiculaire (c. 40 m asl), Mont Pivin (c. 70 m asl) and Roche Percée (c. 70 m asl).

METHODOLOGY

Any cave deposit necessarily postdates cave development, so deposit ages provide only minimum ages for cave development (Ford et al., 1981; Atkinson et al., 1992). Paleomagnetism provides an important first-order assessment of the timing of fine sediment deposition in caves, provided magnetic reversals of known age can be identified in a stratigraphic sequence (Sasowsky et al., 1995). Magnetic minerals become oriented toward Earth's magnetic pole during deposition. Paleomagnetic dating correlates a local magnetostratigraphic column with the global paleomagnetic record. The chronology of magnetic reversals is well-established, with the last full reversal, the Matuyama–Brunhes, occurring ca. 0.78 Ma (Cande et al., 1995). The presence of reversely magnetized sediments therefore indicates a minimum cave age of 0.78 Ma. Assuming constant sedimentation, paleomagnetism has been used to date caves back several million years (Stock et al., 2005; Hajna et al., 2010). As a dating tool, paleomagnetism suffers from two main limitations: first, it needs available fine sediments inside caves in order to be dated, and second, it is a correlative tool that cannot yield absolute ages for stratigraphic units except when magnetic reversals are identified and reliably correlated with the global record. Cave sediment magnetostratigraphy therefore requires extensive sampling of a sedimentary sequence extending to the present time.

Therefore, sixteen fine samples were drilled in three cave sites, using cylindrical cores (2.5 cm diameter) with portable gasoline-powered, non-magnetic, diamond-tipped drills: ten from Funiculaire cave, two from Mt. Pivin cave and four from Roche Percée cave. Samples were oriented in-situ, using a standard magnetic compass technique and analyzed at the department of Earth, Ocean and Ecological Sciences, University of Liverpool (UK). For this study, we followed the procedures outlined in Kirschvink et al. (2008; 2015) with special attention to minimizing magnetic noise caused by stray ferromagnetic materials introduced during laboratory handling.

U–Th dating may also be applied to complete fine sediments datings by paleomagnetic techniques, especially in caves that yield old suspended flowstones and propose a minimal age for the cave development that falls within the last normal Brunhes period (0.78 ka to present). Three samples were taken from the Caumont cave system: two samples from a flowstone layer and a third sample from a speleothem growing in karstic voids above a sediment filled passage. U-series analyses were conducted at the NERC Isotope Geosciences Laboratories, British Geological Survey. Powdered 100 to 400 mg calcite samples were collected with a dental drill from the base of each calcite sample. Chemical separation and purification of uranium and thorium were performed following the procedures of Edwards et al. (1987) with modifications. Data were obtained on a Thermo Neptune Plus multicollector inductively coupled plasma mass spectrometer (MCICP-MS) following procedures modified from Anderson et al. (2008), Heiss et al. (2012), and Hellstrom (2006). Mass bias and SEM gain for Th measurements were corrected using an in-house ^{229}Th – ^{230}Th – ^{232}Th reference solution calibrated against CRM 112a. Quoted uncertainties for activity ratios, initial $^{234}\text{U} = ^{238}\text{U}$, and ages include a ca. 0.2% uncertainty calculated from the combined $^{236}\text{U} = ^{229}\text{Th}$ tracer calibration uncertainty and measurement reproducibility of reference materials as well as the measured isotope ratio uncertainty. Ages are calculated from time of analysis (2016) and also in years before 1950 with an uncertainty at the 2 level.

RESULTS AND DISCUSSION

We consider here that the relict phreatic levels or inception horizons identified from cave geomorphology are graded to former levels of the River Seine. Comparing the altitude and ages of alluvial river terraces with dated cave levels can help constrain rates of valley incision and the evolution of the karst system.

The Caumont cave system is a phreatic conduit formed when the water table was at ~15 m asl and has since been partially drained. The speleothem deposits within the Caumont cave system have been dated to Marine Isotope Stage (MIS) 7. This implies that the sediments that underlie or predate the speleothem

deposits, and which have been partially removed are older than MIS 7. By implication, this suggests the Caumont cave system has been active for >300 ka, and the water table was at or below 15 m asl during MIS 7. The Funiculaire cave is a relict phreatic cave, formed by water draining to the River Seine when the water table was at or above 40 m asl. The cave is infilled with clay, flint and sand sediments that have been partially excavated. Two clay layers were sampled for palaeomagnetic analysis. The upper layer GF-01 had normal polarity and the lower layer GF-02 had reversed polarity. The sediments of the Funiculaire cave (c. 40 m asl) have a reversed polarity indicating an age >780 ka. The sediments were emplaced under paragenetic conditions when the water-table was at or greater than 40 m asl, much higher than the present water table (c. 5 m asl). The results suggest the River Seine has incised by around 35 m asl since this time. Having both normal and reverse polarity in the same sediment deposit suggests the cave was active and infilled around the time of the Brunhes-Matuyama boundary c. 780 ka. The sediments in the Mt Pivin and Roche Percée caves are at a higher elevation (~70 m asl) and have normal polarity and are likely to have been deposited within the Jaramillo normal period (0.9-1.06 Ma).

The River Seine has a well-developed terrace system corresponding to seven incision stages covered by periglacial alluvial formations, but less well-dated. In the Somme Basin, adjacent to the Seine river, the highest terraces dated are up to 95 m asl. These terraces record valley incision that began at c. 1 Ma. The suggested ages for the sediments infilling in all caves located at different altitudes, particularly the Funiculaire cave appears to be correlate with the dated alluvial terrace sequence (600 ± 90 ka at c. 40 m asl) in the Somme catchment.

CONCLUSION

The palaeomagnetic dating of sediment infills within relict caves along the Seine valley indicate periods of active sediment input at around 780 ka at the Funiculaire cave (c. 40 m asl) and c. 900-1080 ka at the Mt Pivin (c. 70 m asl) and Roche percée (c. 70 m asl) caves. The cave levels/inception horizons appear to correlate with the Seine river terraces sequence. However, additional caves and fluvial terraces will be dated in the future to further constrain the timing of cave development and the rate of incision of the Seine valley.

References

- Antoine P., Lozouet N.L., Chaussé C., Lautridou J.P., Pastre J.F., Auguste P., Bahain J.J., Christophe Falguères, and Galehb B., 2007. Pleistocene fluvial terraces from northern France (Seine, Yonne, Somme): synthesis, and new results from interglacial deposits. *Quaternary Science Reviews*, 26(22-24), 2701-2723.
- Atkinson T.C. and Rowe P.J. 1992. Applications of dating to denudation chronology and landscape evolution, in: M. Ivanovich, R.S. Harmon (Eds.), Uranium-series Disequilibrium: Applications to Earth, Marine and Environmental Sciences, Oxford Univ. Press, Oxford, 669-703.
- Cande S.C. and Kent D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic, *Journal Geophysical Research*, 100, 6093 – 6095.
- Ford D.C., Schwarcz H.P., Drake J.J., Gascoyne M., Harmon R.S., Latham A.G., 1981. Estimates of the age of the existing relief within the southern Rocky Mountains of Canada, *Artic. Alpine Res.* 13, 1-10.
- Edwards R.L., Chen J.H., Ku T.L., Wasserburg, G.J., 1987. Precise timing of the last interglacial period from mass spectrometric determination of ²³⁰Th in corals, *Science*, 236, 1547-1553.
- Heiss J., Condon D.J., McLean N., Noble S.R., 2012. ²³⁸U/²³⁵U systematics in terrestrial uranium-bearing minerals, *Science*, 335, 1610-1614.

- Hellstrom J., 2006. U–Th dating of speleothems with high initial ^{230}Th using stratigraphical constraint, *Quaternary Geochronology*, 1, 289-295.
- Hoyez B., 2008. Falaises du Pays de Caux-lithostratigraphie des craies turono-campaniennes. Publications Universitaires de Rouen et du Havre, 348 p.
- Kirschvink J.L., Kopp R.E., Raub T.D., Baumgartner C.T., Holt J.W., 2008. Rapid, precise, and high-sensitivity acquisition of paleomagnetic and rock-magnetic data: development of a low-noise automatic sample changing system for superconducting rock magnetometers. *Geochemistry Geophysics Geosystem*, 9.
- Kirschvink J.L., Isozaki Y., Shibuya H., Otofujii Y., Raub T.D., Hilburn I.A., Kasuya T., Yokoyama M., Bonifacie M., 2015. Challenging the sensitivity limits of paleomagnetism: Magnetostratigraphy of weakly magnetized Guadalupian- Lopingian (Permian) limestone from Kyushu Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 418, 75-89.
- Lautridou J.P., 1983. Le Quaternaire de Normandie. Éditions département de Géologie, U.E.R. Sciences, Rouen, 160 p.
- Lecolle, 1989. Le cours moyen de la Seine au pléistocène moyen et supérieur, géologie et préhistoire. Groupe Seine, Rouen
- Luiszer F.G., 1999. Speleogenesis of Cave of the Winds, Manitou Springs, Colorado, in: I.D. Sasowsky, M.V. Palmer (Eds.), *Breakthroughs in Karst Geomicrobiology and Redox Geochemistry*, Karst Waters Inst., 1994, 91-109.
- Rodet J., 1992. La Craie et ses karsts. Groupe Seine & CNEK et des Cavités du Sous-Sol, Elbeuf, 559 p.
- Sasowsky I.D., W.B. White, V.A. Schmidt, Determination of stream-incision rate in the Appalachian plateaus by using cave-sediment magnetostratigraphy, *Geology*, 23, 415-418.
- Stock G.M., Granger D.E., Sasowsky I.D., Anderson R.S., Finkel R.C., 2005. Comparison of U–Th, paleomagnetism, and cosmogenic burial methods for dating caves: implications for landscape evolution studies. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2), 388-403.
- Hajna N.Z., Mihevc A., Pruner P., Bosàk P., 2010. Palaeomagnetic research on karst sediments in Slovenia. *International Journal of Speleology*, 39(2), 47-60.

Influence de la structure et des accidents géologiques sur le fonctionnement karstique de l'aquifère crayeux normand – Exemples des bassins de la Rançon et de la Sainte Gertrude

Ludovic TURBAN ⁽¹⁾, Emmanuel HAUCHARD ⁽²⁾,
Stéphane SABATIER ⁽¹⁾, Nevila JOZJA ⁽³⁾

(1) IDDEA Ingénierie de l'environnement (289 Bd Duhamel du Monceau 45160 Olivet - agences : Palaiseau 91, Rouen 76, Nantes 44)

(2) Normandie Univ, UNIROUEN, UNICAEN, CNRS, M2C, 76000 Rouen, France

(3) Université d'Orléans - Ecole Polytechnique - Cellule R&D d'Expertise et de Transfert en TRaçages Appliqués à l'Hydrogéologie et à l'Environnement (CETRAHE) 45 072 Orléans

ludovic.turban@iddea-ingenierie.fr, emmanuel.hauchard@univ-rouen.fr, stephane.sabatier@iddea-ingenierie.fr, nevila.jozja@univ-orleans.fr

MOTS CLES : karst, diffuence, structure morpho-tectonique

INTRODUCTION

La karstification du plateau crayeux du Pays de Caux, dans le département de la Seine-Maritime en Normandie, est reconnue pour être complexe et variée (Rodet, 1981). La situation particulièrement karstifiée de ce secteur engendre des enjeux majeurs pour la gestion de la ressource en eau potable et également la qualité des cours d'eau normands. En effet, la plupart des captages d'eau potable du département seino-marin sont soumis à des contraintes liées à la survenue d'épisodes turbides, couplés à une dégradation de la qualité des eaux souterraines captées.

L'influence des accidents tectoniques sur le développement du karst en Normandie est également une situation connue mais qui reste relativement peu documentée. Elle peut le favoriser ou le contrarier (Rodet, 1981 ; Hauchard 2001 ; Hauchard et Laignel 2008 ; Hanin, 2010). Les rapports établis au terme d'opérations de traçages colorimétriques menés en Normandie dans le cadre de la protection de la ressource en eau potable tiennent généralement compte du contexte hydrogéologique local et de la pluviométrie durant l'expérience de traçages. Très peu de résultats sont interprétés en intégrant le contexte morpho-tectonique local de l'aquifère.

Le contexte morpho-tectonique du rebord Sud du plateau crayeux du Pays de Caux, plus précisément le secteur des trois vallées de la Sainte-Gertrude, de la Rançon (y compris « Val au Cesne » en amont) et de la Fontenelle, a été peu étudié à ce jour (Figure 1). Les seuls travaux d'ampleur sur ce secteur sont les recherches et investigations de terrain pour l'établissement de la carte géologique d'Yvetot (BRGM, 1974) et les travaux de thèses menés sur ces secteurs (Calba, 1980 ; Rodet, 1980). A l'inverse, de 1979 à 2011, une multitude d'opérations de traçages colorimétriques ont été réalisées.

Ainsi, une récente opération de multi-traçages a été menée depuis un bassin de retenue d'eaux pluviales à l'Est de Louvetot et depuis un fossé dans le Val au Cesne avec un suivi des possibles restitutions sur les trois vallées. L'hypothèse d'une possible influence du contexte morpho-structural local sur les écoulements karstiques a été soulevée (IDDEA, avril 2017). Pour mieux appréhender cette hypothèse, les données de

l'ensemble des traçages colorimétriques disponibles pour ce secteur sur la base de données BD Traçages du Système d'Information Géographique des Eaux Souterraines (SIGES) Seine-Normandie ont été collectées, hiérarchisées et synthétisées. Les résultats ont fait l'objet d'une analyse critique selon l'approche de la grille d'évaluation proposée par Ph. Mondain (Mondain et Muet, 2008).

Les constats effectués, sous la forme parfois de faisceaux d'indices, nous ont amenés à examiner la structure faillée concernée, replacée dans son contexte morpho-structural (Hauchard & Laignel 2008), notamment autour de l'accident important (N80-N45) appelé « faille de Fréville ». Cette analyse permet de préciser les liens entre variations stratigraphiques, structures morpho-tectoniques et développements des réseaux karstiques. Il est dès lors possible d'avancer dans la compréhension du fonctionnement de ces réseaux karstiques en lien avec les conditions hydrogéologiques de la nappe de la Craie. Les principes de fonctionnements ainsi mis en évidence ont pour but d'alimenter la réflexion concernant la délimitation des périmètres de protection des aires d'alimentation de captages et leurs modes de gestion associés.

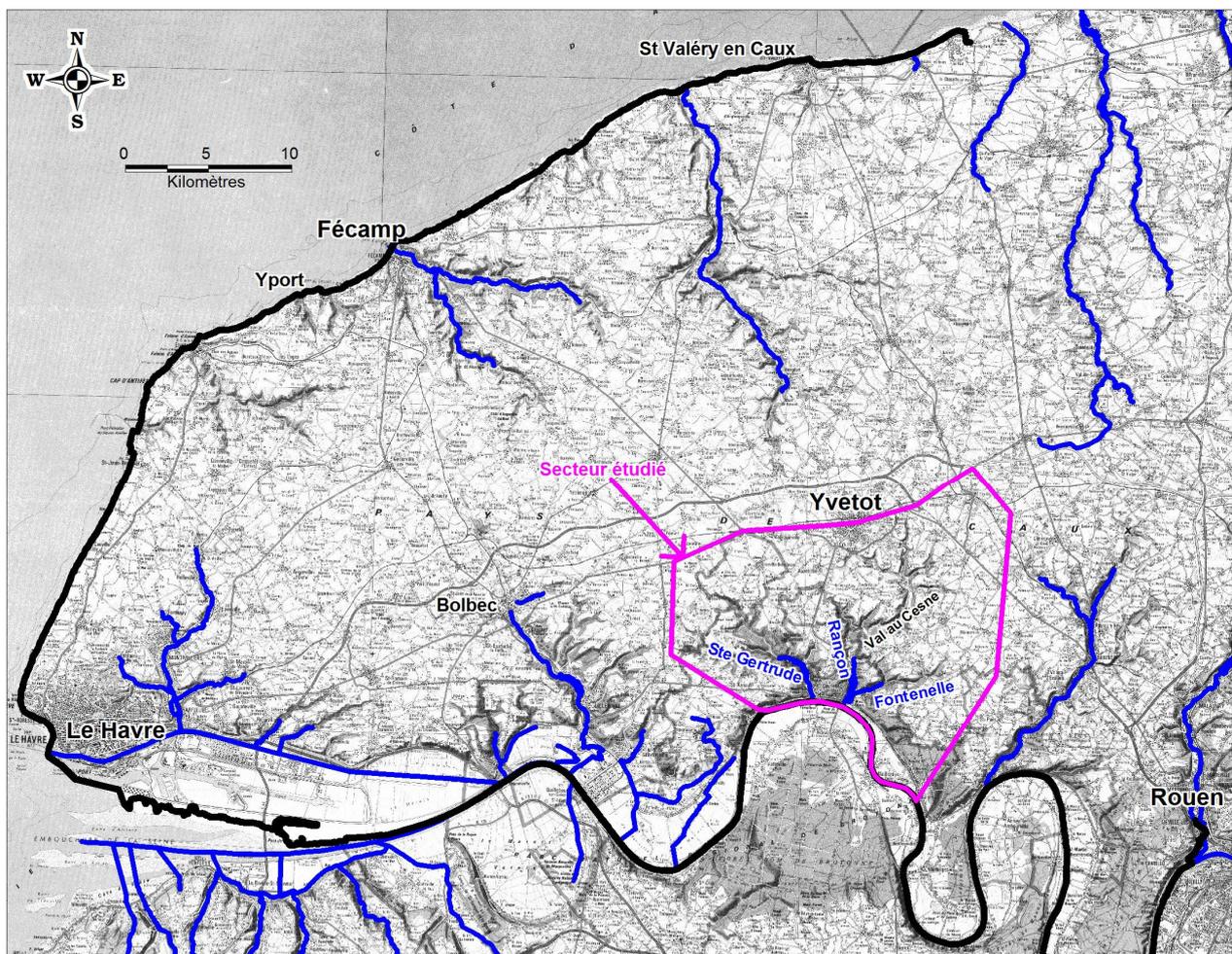


Figure 1 – Localisation de la zone d'étude (fond IGN 1/100 000)

CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE ET HYDROLOGIQUE

Le plateau crayeux karstifié du rebord Sud du Pays de Caux est légèrement incliné du Nord vers le Sud (vers la Seine). Les vallées de la Sainte-Gertrude, de la Rançon (y compris « Val au Cesne » en amont), de la Fontenelle, entaillent profondément cette partie du plateau. Le plateau de Louvetot sépare la vallée de la Rançon à l'Est de la vallée de la Sainte-Gertrude à l'Ouest. De longs talwegs reliés au Val au Cesne, vallée

sèche longue de 5 à 6 km environ en amont topographique de la vallée de la Rançon (secteur du Val Grenier), remontent vers le Nord jusqu'à l'agglomération d'Yvetot. La vallée de la Sainte-Gertrude est reliée à de longs talwegs remontant sur 4 km environ vers le nord-ouest jusqu'à Saint-Nicolas de la Taille et Saint Aubin de Crétot.

Le cours de la Rançon, dont le débit est de l'ordre de 850 l/s (IDDEA et SMBVCS, avril 2017), prend principalement sa source au niveau du lieudit Le Val Grenier. Il est également alimenté par la source du Perroy en amont topographique plus au nord-ouest, et par les ruisseaux de la Neuville (environ 340 l/s) et du Brébec (environ 75 l/s) en aval immédiat du Val Grenier. D'éventuels ruissellements de surface en provenance du Val au Cesne, vallée sèche en amont topographique du Val Grenier reliée à plusieurs talwegs conséquents débutant au Sud de l'agglomération d'Yvetot, peuvent potentiellement compléter cette alimentation.

Le cours de la Fontenelle, dont le débit atteint environ 400 l/s à hauteur de l'Abbaye (IDDEA et SMBVCS, avril 2017), est alimenté par des sources au lieudit Caillouville (source de l'abbaye de Saint-Wandrille et celles de la pisciculture principalement). La Fontenelle vient se jeter dans la Rançon quelques centaines de mètres avant sa confluence avec la Seine, au pied du Pont de Brotonne.

La vallée de la Sainte-Gertrude accueille les cours de la Sainte-Gertrude (débit de l'ordre de 500 à 600 l/s en avril 2017) et de l'Ambion (débit de l'ordre de 600 l/s en avril 2017 au pied du captage AEP de Caudebec). Ces deux cours d'eau sont alimentés par des sources à hauteur du lieudit Sainte-Gertrude. Ces deux cours d'eau se rejoignent en amont immédiat de Caudebec-en-Caux pour se déverser dans la Seine au niveau du centre-ville.

CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE GENERAL

Fonctionnement hydrodynamique de la composante matricielle de l'aquifère

D'après l'atlas hydrogéologique de la nappe de la Craie en Seine-Maritime (BRGM, 1990), représentatif d'une situation de « moyennes eaux », les écoulements de la composante matricielle de la nappe sont drainés par les trois vallées et une crête piézométrique est représentée en milieu de plateau à la transition entre chaque vallée. Dans ces conditions, les rivières de ces trois vallées seraient alimentées et soutenues par des bassins versants souterrains distincts. Pour information, la version la plus récente de l'atlas hydrogéologique de la nappe de la Craie en Seine-Maritime (BRGM, 2010) ne représente plus ces crêtes piézométriques. Le sens d'écoulement général de la composante matricielle de la nappe de la Craie est donc influencé par les trois vallées et orienté du nord-ouest vers le sud-est au niveau de la Sainte-Gertrude, du nord-est vers le sud-ouest au Val au Cesne, et de l'Est vers l'Ouest dans le secteur de la vallée de La Fontenelle.

D'après la plateforme ADES, le seul piézomètre de référence disponible au droit du secteur étudié, possédant un large historique de mesures (période de 1967 à 2018), est le captage AEP de Blacqueville (BSS n°00766X0004). Cet ouvrage est localisé sur le plateau de Fréville à proximité immédiate de la faille du même nom, au niveau du changement d'orientation N45/N80 au droit du compartiment soulevé. Au regard des variations du niveau d'eau observé sur le graphique d'évolution disponible, cet ouvrage n'est pas soumis à des variations ponctuelles et significatives associées à un fonctionnement karstique. Dès lors, il est pertinent pour caractériser les variations générales du niveau de la nappe de la Craie dans sa composante matricielle, au niveau du secteur étudié.

Ainsi, d'après les isopièzes de la Figure 2, la cote altimétrique de Hautes Eaux de la nappe de la Craie sur Blacqueville atteint environ + 82 m NGF. Dans ces conditions, la cote altimétrique de la nappe en Hautes Eaux au niveau de la vallée de La Fontenelle serait de l'ordre de +25 m NGF, information vérifiée sur un graphique établi pour la période 2001-2011 (SAFEGE, 2011). La cote altimétrique serait de l'ordre de + 28 m NGF au Val au Cesne au droit de l'ancien captage AEP La Folletière F2 (BSS n°00765X0115). Il est possible que cette cote soit légèrement sur estimée à en croire un graphique établi pour la période 2001-2011 (SAFEGE, 2011), plutôt de l'ordre de + 20 m NGF.

Principales résurgences

Les principales résurgences connues au droit du secteur étudié sont :

- dans la vallée de La Sainte-Gertrude : la source de l'ancien captage AEP de Caudebec en Caux à Maulévrier (débit non recensé) en rive gauche de La Sainte-Gertrude, la source de l'actuel captage AEP de Caudebec en Caux en rive droite de l'Ambion (de l'ordre de 100 l/s d'après la BD Traçages) et une des principales résurgences alimentant l'Ambion, investiguée lors d'une récente opération de traçages colorimétriques (IDDEA, 2017), non recensée dans les différentes bases de données du BRGM accessibles sur internet (BSS, BD Traçages...), et dont le débit a été mesuré en continu en avril 2017 (de l'ordre de 150 à 160 l/s) ;
- dans la vallée de la Rançon : la source du Manoir du Perroy (le plus en amont topographique, débit de l'ordre de 10 l/s) et les sources de la Rançon, en particulier celle du Val Grenier (débit de l'ordre de 400 l/s) ;
- dans la vallée de La Fontenelle : la source de l'Abbaye de Saint-Wandrille (150 à 200 l/s) et les sources de la pisciculture un peu plus à l'aval (débit non recensé).

Ressource en eau potable et phénomènes turbides recensés

La ressource en eau potable du secteur étudié est exploitée par pompages dans des forages en fond de vallées ou par captages des principales résurgences en pied de coteau. Les captages d'Adduction en Eau Potable (AEP) du secteur sont constitués :

- au niveau de la vallée de La Sainte-Gertrude, d'un réseau de trois forages à Saint-Arnoult n°00758X0061, et du captage de Caudebec en Caux n°00758X0019 (source à Maulévrier Sainte-Gertrude).
- au niveau de la vallée de la Rançon par le forage de La Folletière F1 n°00765X0003 au Val au Cesne,
- au niveau de la vallée de La Fontenelle par le forage La Crique n°00766X0016 à Blacqueville, le forage de Caillouville n°00765X0112 et également d'un captage privé de la source n°00765X0018 par l'Abbaye de Saint-Wandrille à Saint-Wandrille-Rançon,

Le forage de La Folletière F1 n'est plus exploité actuellement. De nombreux épisodes turbides et une contamination chronique par des pesticides ont amené les autorités à fermer temporairement ce captage. Cet ouvrage capte clairement un horizon karstifié de l'aquifère crayeux. D'après les quelques données disponibles sur le portail national d'accès aux données sur les eaux souterraines (ADES), les eaux de la source du captage de Caudebec en Caux présente dans une moindre mesure ces phénomènes de turbidité (période de 1993 à 2015). A l'inverse, le forage de La Crique (SAFEGE, 2011), le forage de Caillouville (période de 1992 à 2015) et les forages de Saint-Arnoult (période de 1995 à 2015) ne sont pas particulièrement soumis à la survenue d'épisodes turbides. Toutefois, les pompages d'essai et la réalisation de traçages positifs tendent à montrer que l'aquifère capté est affecté par le karst (SAFEGE, 2011).

Pressions sur la ressource

Les bassins versants associés à ces trois vallées sont majoritairement constitués de zones en culture industrielle au niveau des impluviums amont, de rares zones enherbées conservées sur les rebords de plateau et de zones boisées sur les versants des vallées. A noter, la présence d'une zone boisée relativement importante sur la partie aval de la zone, ce qui est plutôt rare sur le plateau. Les principales sources potentielles de pollution recensées sont en lien avec les activités agricoles, les activités artisanales et industrielles de l'agglomération d'Yvetot et les rejets des stations d'épuration (Calba, 1980 ; HORIZONS, 2001). La station d'épuration des eaux usées de l'agglomération d'Yvetot rejette ses eaux traitées dans un fossé du Val au Cesne par l'intermédiaire d'une longue canalisation enterrée. D'après le site <http://assainissement.developpement-durable.gouv.fr/> consulté le 12/04/2018, dans le bassin versant de la Sainte-Gertrude, les stations d'épuration de Saint Arnoult, Grand-Camp et Anquetierville rejettent leurs eaux traitées directement dans le sol (puisards ?).

TRACAGES COLORIMETRIQUES EXISTANTS

Méthodologie de collecte et de traitement des données disponibles

Pour mieux appréhender l'hypothèse de départ des travaux présentés ici, à savoir une possible influence du contexte morpho-structural local sur les écoulements karstiques, les données de l'ensemble des traçages colorimétriques disponibles depuis la base de données BD Traçages du Système d'Information Géographique des Eaux Souterraines (SIGES) Seine-Normandie ont été collectées, hiérarchisées et synthétisées en avril 2018. Les résultats ont fait l'objet d'une analyse critique selon l'approche de la grille d'évaluation proposée par Ph. Mondain (Mondain et Muet, 2008).

Dans un premier temps, toutes les données des traçages recensés dans la BD Traçages ayant été menés dans les emprises des bassins versants hydrogéologiques de la Rançon, de La Fontenelle et de la Sainte-Gertrude, tels que définis par les isopièzes de l'atlas hydrogéologique de la nappe de la Craie en Seine-Maritime (BRGM, 1990), ont été collectées. Par la suite, tous les traçages recensés sans aucune restitution positive ont été exclus de l'analyse. Tous les autres traçages (restitutions positives sur au moins un point de suivi) ont été analysés en détail sur la base des principales informations suivantes : contexte géographique et topographique du lieu d'injection, situation hydrogéologique de la nappe de la Craie durant l'expérience, appréciée via les variations du niveau de la nappe de la Craie au forage AEP de Blacqueville à la date d'injection, le type et la quantité de traceur utilisée, le volume de la chasse (m³), le temps de suivi (jours), la méthode de suivi (préleveurs automatiques, fluorimètre de terrain, fluocapteurs, visuel...), la vitesses de transit (m/h)... Un seul traçage colorimétrique quantitatif a été mené sur le secteur étudié (IDDEA, 2017).

La Figure 2 présente les résultats des tracés recensés comme positifs entre les points d'injection et les points de suivi testés.

Le traçage T2 mené en avril 2001 depuis Auzouville Auberbosc n'a pas été retenu dans la mesure où les résultats sont présentés comme positifs sur tous les points de suivi pour toutes les directions géographiques testées (donc ne pas en tenir compte en visualisant l'extrait de carte en Figure 2, partie gauche). La restitution du traçage T486 recensée comme positive dans la rivière Sainte-Gertrude au niveau de Caudebec-en-caux est à considérer comme étant liée à la restitution aux sources plus en amont.

Synthèse des résultats des traçages retenus

La Figure 2 met clairement en évidence une ségrégation spatiale sur les résultats positifs entre la vallée de la Sainte-Gertrude et les deux autres vallées à l'Est (Rançon et Fontenelle).

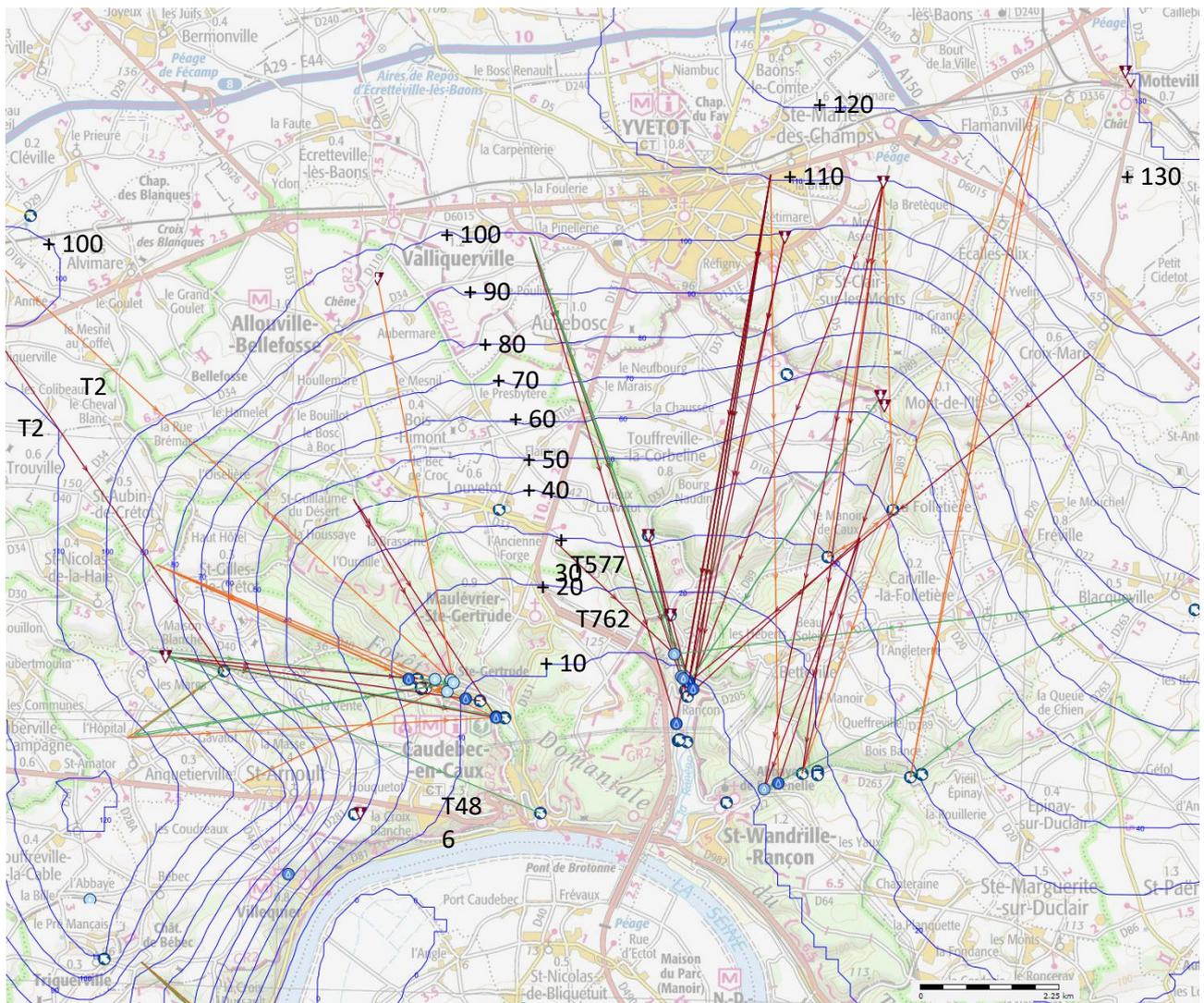
Toutes les informations collectées montrent que trop peu des traçages colorimétriques existants, recensés comme positifs (et exploités ici), ont été réalisés dans des conditions optimales de suivi (absence d'informations sur la méthodologie employée, temps de suivi relativement court, utilisation de fluocapteurs...). Toutefois, c'est la multiplicité et la convergence des résultats des différentes opérations qui nous intéressent ici.

Résultats obtenus sur la vallée de la Sainte-Gertrude

Douze des traçages analysés ont été menés dans la zone d'étude, depuis les secteurs nord-ouest (Allouville Bellefosse et Le Bosc à Boc) et Ouest (Saint Gilles de Crétot, Saint Nicolas de la Taille, Anquierteville et Saint Arnoult). Les résultats sont présentés comme positifs uniquement dans la vallée de la Sainte-Gertrude. Les quelques vitesses de transit recensées sont très variables (11 m/h à 80 m/h, voire potentiellement jusqu'à 200 m/h environ).

Quatre des traçages analysés ont été menés depuis le plateau Nord du secteur étudié (Valliquerville) avec un suivi dans la vallée de la Sainte Gertrude. Les résultats sont recensés comme négatifs.

Deux des traçages analysés ont été menés depuis le plateau de Louvetot (T577 en février 2001 et T762 mené par IDDEA en avril 2017). La vallée de la Sainte-Gertrude à l'Ouest a été suivie uniquement lors de l'opération d'avril 2017. Aucune restitution n'a été observée dans cette vallée.



Exutoires (sources)	Points d'injection utilisés pour un traçage	Points de suivi utilisés pour un traçage
sup. à 500 l/s	Point d'injection	Point de suivi
sup. à 50 l/s et inf. à 500 l/s	Trajets souterrains positifs	Isopièzes de la nappe de la craie en Haute-Normandie (Atlas 2010) - HE 2001 (BRGM)
sup. à 10 l/s et inf. à 50 l/s	sup. à 300 m/h	Hautes-eaux Atlas Haute-Normandie
sup. à 1 l/s et inf. à 10 l/s	sup. à 100 m/h et inf. à 300 m/h	
inf. à 1 l/s	sup. à 10 m/h et inf. à 100 m/h	
	inf. à 10 m/h	
	Trajet positif sans donnée de vitesse	

Figure 2 – Extrait de la BD Traçages (BRGM, avril 2018)

Résultats obtenus sur la vallée de la Rançon

Au total, dix-huit des traçages analysés ont été menés depuis le plateau Nord du secteur étudié (Valliquerville, agglomération d'Yvetot, Flamanville et Motteville) ou depuis le Mont de l'If (Val au Cesne), avec un suivi au niveau des forages de La Folletière (Val au Cesne), de la vallée de la Rançon et/ou de la vallée de La Fontenelle. Les résultats indiquent que le principal exutoire de l'hydrosystème karstique testé est la source de la Rançon au Val Grenier. Les vitesses de transit recensées depuis les points d'injections testés jusqu'à cette résurgence majeure sont de l'ordre de 150 m/h à 220 m/h, confirmé par la vitesse évaluée à 186 m/h en avril 2017 depuis le Val au Cesne (IDDEA, 2017).

Deux des traçages analysés ont été menés depuis le plateau de Louvetot (T577 en février 2001 et T762 mené par IDDEA en avril 2017). Ces traçages sont positifs dans la vallée de la Rançon au niveau des sources en rive droite de la Rançon (source du Perroy, sources du Brébec et la Neuville) mais négatifs sur les sources de la Rançon (rive gauche).

Résultats obtenus sur la vallée de la Fontenelle

Six des vingt traçages, menés depuis le secteur Nord de la faille de Fréville, sont recensés comme positifs sur au moins un point de suivi dans la vallée de la Fontenelle (captage La Crique, captage Caillouville, source Abbaye ou source de la pisciculture). Les vitesses de transit recensées depuis Flamanville et le Sud de l'agglomération d'Yvetot sont de l'ordre de 15 m/h à 61 m/h. Deux d'entre eux ont été menés depuis le Val au Cesne. Lorsque l'injection a eu lieu depuis le Val au Cesne, secteur où l'épaisseur de la zone non saturée est extrêmement réduite par rapport au plateau et la distance réduite par rapport à la vallée de la Fontenelle, les vitesses recensées sont les plus élevées (128 m/h et 250 m/h).

Ces éléments issus des traçages colorimétriques recensés comme positifs dans le secteur étudié permettent de s'interroger sur les liens existants entre les structures géologiques et le fonctionnement du réseau karstique.

CONTEXTE GEOLOGIQUE DU REBORD SUD DU PLATEAU AU CONTACT DE LA VALLEE DE LA SEINE

Le schéma structural du rebord sud du plateau de Caux (Figure 3) met en évidence les principaux éléments suivants :

- la faille de la Seine qui traverse le secteur concerné selon une direction générale sud-ouest / nord-est, avec une succession de tronçons plus ou moins faillés et/ou flexurés, marquée par des changements importants de direction ;
- au niveau de la vallée du Val au Cesne, il s'agit d'une importante flexure, avec une remontée brutale des couches géologiques du sud vers le nord de l'ordre de 90 m, et faillée (rejet de l'ordre de 15-20m). Cet ensemble met en contact stratigraphique la craie cénomaniennne au Nord de la faille avec la craie turonienne au Sud au niveau de la vallée et précisément dans la zone de battement de la nappe ;
- un synclinal d'axe ouest-nord-ouest / est-sud-est à l'Ouest centré sur la vallée de la Sainte-Gertrude, le Turonien constituant une part importante des flancs de ce synclinal,
- un léger anticlinal sur le compartiment soulevé au Nord de la faille N45-N80, l'essentiel des terrains encadrant les vallées sur ce bloc soulevé étant constitué par la craie Turonienne.

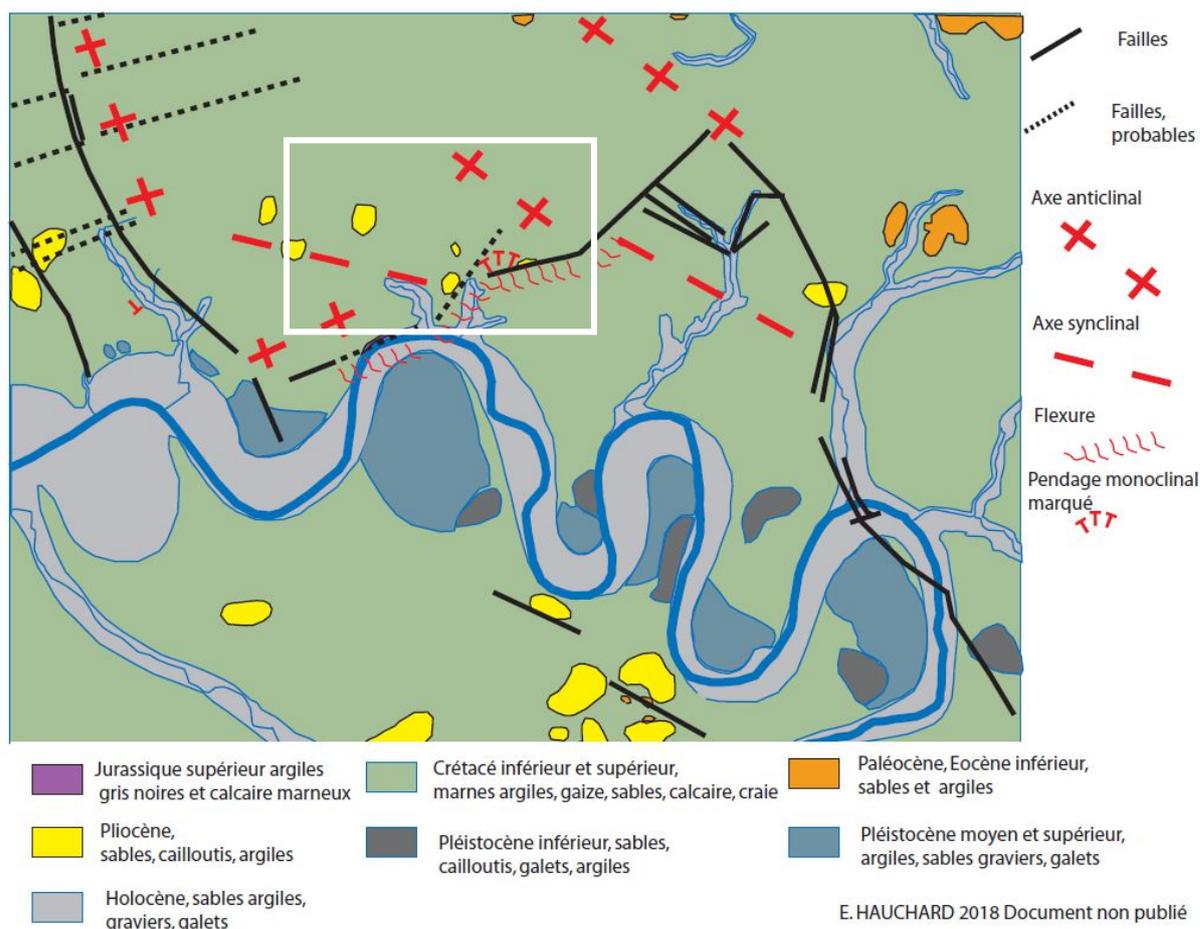


Figure 3 : Schéma structural du secteur étudié

INTERPRETATION DES RESULTATS

Les éléments présentés ci-avant suggèrent que le fonctionnement hydrokarstique du bassin versant hydrogéologique de la Sainte-Gertrude est symptomatique d'un aquifère bien structuré en forme de « gouttière ». Le synclinal favorise le drainage de la craie vers les deux thalwegs principaux du bassin de la Sainte Gertrude. La partie supérieure du karst s'est développée dans la craie tendre du Turonien sur les flancs et la terminaison amont du synclinal. Au droit des deux principales vallées, au centre du synclinal, le karst s'est également développé dans les craies plus tendres du Santonien. Les résurgences de pied de versant et de fond de vallée de la partie aval du bassin se sont quant à elles particulièrement développées au contact des craies résistantes de la transition entre le Turonien supérieur et le Coniacien inférieur. La fracturation sous les deux vallées principales a par ailleurs classiquement favorisé le développement du réseau karstique comme en atteste les vitesses élevées de transfert (> 100 m/h). L'incidence de la structure morfo-tectonique sur le développement du réseau karstique est ici particulièrement évidente.

Concernant le bassin versant de la Rançon, l'incidence de la structure morfo-tectonique est plus complexe. Au Nord de la faille de la Seine, un réseau karstique s'est développé en relation avec l'important réseau de thalwegs du Val aux Cesne. Son extension est importante comme en atteste les résultats des différents traçages positifs, puisqu'il s'étend de Valliquerville au nord-ouest, à Yvetot au nord et jusqu'à Croix-Mare au nord-est. La fissuration de la craie tendre du Turonien a permis le développement d'un réseau très bien hiérarchisé. La partie aval de réseau (Val de la Haie) est largement guidée par le tracé de l'importante flexure faillée de la Seine. L'assise des drains karstiques dans ce secteur aval se situe au niveau

des craies plus indurées de la partie supérieure du Cénomaniens. L'exutoire principal de ce réseau se situe au niveau de l'importante source du Val Grenier vers laquelle convergent rapidement (vitesses systématiquement > 100 m/h) les écoulements karstiques confirmant le caractère bien organisé et hiérarchisé du réseau karstique dans ce secteur. Cette source se situe au niveau du bloc affaissé au pied de l'importante flexure au sein de la craie tendre du Turonien.

La structure géologique particulièrement complexe dans ce secteur, comme en atteste les pendages importants et le recoupement des failles de la Seine, a favorisé le déversement des drains depuis les niveaux indurés du Cénomaniens du bloc soulevé vers la source du Val Grenier dans la craie tendre du Turonien au niveau du bloc affaissé. Au sein du bassin hydrogéologique de la Rançon, on l'a vu, l'exutoire principal est constitué par la source du Val Grenier et les différentes sources situées en rive gauche de la Rançon (côté Est). Toutefois plusieurs traçages réalisés entre la partie Nord et la partie nord-est du bassin ont également mis en évidence une relation karstique entre ces secteurs et la vallée de la Fontenelle (affluent de la partie aval de la Rançon) située sur le bloc effondré au Sud de la faille de la Seine. Ces traçages ont tous été réalisés au cours de périodes allant de niveau moyen-bas à exceptionnellement haut, mais jamais en période de basses eaux ou d'étiage. Il est donc fort probable que, dans cette configuration, une partie des eaux, habituellement drainées vers l'exutoire de la source du Val Grenier en suivant la faille de la Seine, traverse au contraire la zone flexurée/faillée pour rejoindre la vallée de la Fontenelle. Elles emprunteraient un niveau plus ancien du karst, développé en limite de la zone ennoyée au sein des craies plus tendres du Turonien, pour aboutir aux résurgences de la Fontenelle situées au contact Coniacien/Turonien (roches plus indurées).

Il existe donc une très nette séparation des systèmes « vallée de la Rançon » et « vallée de la St Gertrude », dont le drainage est largement guidé par la structure géologique et les variations lithologiques qui en découlent.

Entre les deux, le plateau de Louvetot représente une zone de transition particulièrement intéressante sur le plan karstique. Le plateau est parcouru par le système flexuré/faillé de la Seine qui change brutalement de direction au niveau de Caudebec, passant de N80 à N45. Cet accident isole la partie nord-ouest du bassin de la Rançon et tout particulièrement le thalweg en provenance de Louvetot. Les traçages ont permis de souligner que, dans ce secteur, la zone flexurée/faillée draine les eaux karstiques vers la source du Perroy située à l'amont nord-ouest de la vallée principale du Rançon et que par ailleurs ce réseau est totalement déconnecté de la source du val grenier située sur le flanc Est de la vallée de la Rançon.

La rencontre de ces deux réseaux karstiques de part et d'autre de la vallée amont de la Rançon s'effectue plus en aval au niveau des différentes sources du Brébec et de la Neuville (IDDEA, avril 2017). On voit donc ici le rôle prépondérant de cette structure flexurée/faillée qui joue alternativement un rôle de blocage dans les écoulements au niveau du contact avec les craies plus indurées du Cénomaniens ou un rôle de guidage des écoulements karstiques.

CONCLUSION

Les travaux menés ici mettent en évidence une influence de la structure morpho-tectonique (déformations anticlinales, synclinales, flexures, failles et variations induites de la stratigraphie de la craie) sur le développement et le fonctionnement karstique de l'aquifère crayeux des bassins versants hydrogéologiques de la Sainte-Gertrude, de la Rançon et de la Fontenelle.

L'examen critique des différents traçages effectués confirme la nécessité d'une hiérarchisation de ces derniers. Si un certain nombre de ces traçages, notamment assez anciens sortis de leur contexte physique, ont un indice de confiance limité, il apparaît toutefois que le caractère répétitif sur une même zone apporte

un faisceau d'indices qui, confronté à la structure morpho-tectonique, se révèle riche d'enseignements malgré tout. Tout ceci permet d'éclairer le fonctionnement des réseaux karstiques et du drainage de la nappe de la craie.

Parallèlement, la connaissance préalable à tout traçage de la façon la plus fine et précise possible des structures morpho-tectoniques et des variations stratigraphiques de la Craie associées, constitue un élément majeur pour l'établissement d'une stratégie d'investigations, que ce soit pour le choix des points d'injection et de restitution, mais également pour la méthodologie de suivi (notamment les temps d'observation). Enfin, cette connaissance préalable est primordiale pour l'interprétation des résultats observés.

Références bibliographiques

Calba, F. (1980).- Hydrogéologie du karst crayeux du Pays de Caux (France). Etude de deux bassins. *Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI, Paris, 189 pp.*

Hanin G. (2010).- Contrôles structural et hydrogéologique sur la dynamique d'un champ captant en contexte crayeux karstique et sa sensibilité aux variations du signal climatique : Implications en matière de vulnérabilité de la ressource. Interfaces continentales, environnement. *Thèse, Université de Rouen, 266-306 pp.*

Hauchard, E. (2001).- De la dynamique non linéaire à la dynamique du relief en géomorphologie. Application aux bassins versants de la marge nord-occidentale du bassin de Paris.- *Thèse de doctorat, Univ. Rouen, 779p.*

Hauchard, E. et Laignel, B., (2008). Evolution morphodynamique de la marge nord-occidentale du Bassin de Paris. *Z. F. Geomorphologie. 52 (4), 463-488 pp.*

Horizons / Aqua-sol projets / Saunier Techna (2001).- Etude globale et intégrée du bassin versant du Val au Cesne, de la Rançon et de la Fontenelle, Hydrogéologie du bassin versant, *Rapport, N°2.2., phase 2, 70 pp.*

Horizons / Aqua-sol projets / Saunier Techna (2001).- Etude globale et intégrée du bassin versant du Val au Cesne, de la Rançon et de la Fontenelle, Seconde campagne de traçages, *Document complémentaire, phase 2, 9 pp.*

Mondain et Muet (2008).- Proposition d'une grille d'évaluation des résultats des traçages en milieu karstique, Comité Français d'Hydrogéologie, *Colloque Hydrogéologie et Karst à travers les travaux de M. Lepiller, pages 191-205*

Jacquot P., BRGM (1987).- Expérience de coloration du rejet de la station d'épuration d'Yvetot, *Rapport, N°87HNO087, 5 pp.*

Kuntz G., De La Quèrière Ph. et Verron G., BRGM (1974).- Carte géologique d'Yvetot n°XIX-10 au 1/50 000

Rodet J. (1980).- Etude du karst du bassin de la Rançon. Rapport de stage de terrain, DESS Pollutions et Nuisances 1979-1980. I.S.H.N., inédit.

Rodet J. (1981).- Contribution à l'étude du karst de la craie : l'exemple normand et quelques comparaisons. Thèse de Doctorat 3^e cycle, Géographie Physique Université de Paris I "Panthéon - Sorbonne", Paris, 2 volumes, 427 pp.

SAFEGE (2011).- Étude du bassin d'alimentation du forage de Blacqueville, *Rapport, N° 10NRE015, phase 1, 70 pp.*

Turban L., IDDEA (2017).- Opération de multi traçages colorimétriques quantitatifs (T761 et T762) depuis le Val au Cesne et Louvetot avec suivi sur quatre vallées pour le compte du Syndicat Mixte des Bassins Versants Caux Seine, *Rapport, N°IC170067, version A, 48 pp.*

SESSION 1

Caractérisation physique et hydrogéologique du réservoir de la craie : structure du réservoir et aspects quantitatifs des différents modes d'écoulement

Posters

Fonctionnement de la grotte des Petites Dales replacé dans le contexte hydrogéologique régional

Fournier M. ⁽¹⁾, Lecoq N. ⁽¹⁾, Rodet J. ⁽¹⁾, Slimani S. ⁽²⁾, Dupont J.P. ⁽¹⁾, Massei N. ⁽¹⁾

(1) Normandie Univ, UNIROUEN, UNICAEN, CNRS, M2C, 76000 Rouen, France

(2) ISTOM, 32, boulevard du port, 95000 Cergy-Pontoise

matthieu.fournier@univ-rouen.fr ; nicolas.lecoq@univ-rouen.fr ; joel.rodet@univ-rouen.fr ;
s.slimani@istom.net ; jean-paul.dupont@univ-rouen.fr ; nicolas.massei@univ-rouen.fr

MOTS CLES : Hydrogéologie, craie, karst

RESUME

La craie constitue un aquifère régional à triple perméabilité matricielle, fissurale et karstique au sein duquel de grands écoulements s'organisent en direction de la Seine ou de la mer. L'organisation spatiale du drainage souterrain est influencée par le contexte structural qui s'imprime dans la puissance de la nappe au niveau des synclinaux. Avec la présence de failles et d'anticlinaux, l'écoulement est bloqué puis forcé à ressurgir en de nombreuses sources à faibles débits à l'affleurement de la base du Cénomanién ou en de rares sources à forts débits à l'affleurement du Turonien et Sénonien. La karstification régionale s'est principalement faite durant le Quaternaire en lien avec l'histoire de la Manche et la tectonique. Celle-ci se concentre dans les endroits où les épaisseurs d'argile à silex et de limons sont les plus fortes où des bétoures plus ou moins actives et bien connectées au karst de restitution peuvent se développer. La sensibilité des sols à l'érosion engendre des ruissellements turbides importants. Les bétoures agissent comme des collecteurs de ces eaux et les concentrent vers le karst où elles sont mélangées avec les eaux de la nappe de la craie dégradant sa qualité et aboutissant à de fréquentes restrictions d'usage (plus d'une cinquantaine par an). Le travail de désobstruction mené dans la grotte des Petites-Dales a permis d'y installer un piézomètre fin 2015 équipé d'une sonde CTD. Ces données ont été comparées à celles de 5 piézomètres patrimoniaux définissant un amont et un aval hydraulique. La décomposition par bande spectrale de la variabilité piézométrique présente une part importante des fluctuations pluriannuelles avec une expression marquée de la bande annuelle. Ceci montre que la grotte des Petites-Dales s'inscrit dans le contexte hydrogéologique de son bassin souterrain caractérisé par une forte capacité de stockage et une réactivité limitée mais néanmoins plus marquée car

à l'aval hydraulique. En cela, elle constitue un témoin privilégié pour l'enregistrement des variations piézométriques en lien avec le karst et le niveau de la mer.

LA CRAIE : UN AQUIFERE REGIONAL HETEROGENE A TRIPLE PERMEABILITE

Les caractéristiques hydrodynamiques

La Craie est considérée comme un milieu à triple perméabilité (de matrice, de fracture et de conduit), très capacitif et plus ou moins transmissif (Calba, 1980; Maqoud, 1996; Mégrien, 1979; Rodet, 1992). La perméabilité primaire matricielle, de l'ordre de 10^{-8}m.s^{-1} (soit des vitesses de transfert de l'ordre du mètre par an), traduit une ressource peu transmissive. Elle permet de différencier deux types d'eau : la fraction statique contenue dans la micro-porosité, qui ne participe pas au drainage souterrain, et la fraction mobilisable qui s'accumule et s'écoule en nappe libre via la porosité efficace. La perméabilité secondaire de fracture, de l'ordre de 10^{-4}m.s^{-1} à 10^{-6}m.s^{-1} (soit des vitesses de transfert de l'ordre du mètre en quelques mois), assure la fonction transmissive de l'aquifère et l'organisation des gradients hydrauliques. La perméabilité tertiaire de conduits due à la karstification de la Craie, de l'ordre de 10^{-1}m.s^{-1} à 10^{-3}m.s^{-1} (soit des vitesses de transfert pouvant atteindre et dépasser 100m.h^{-1}), n'a qu'un rôle transmissif dans les transferts rapides mais exerce un rôle primordial dans la vulnérabilité des ressources en eau.

Une dynamique piézométrique structurée par la géomorphologie

El Janyani et al.(2012) et Slimani et al. (2009) ont étudié le comportement piézométrique de l'aquifère de la Craie en Haute-Normandie à partir d'analyses spectrales. Il a été montré statistiquement quatre principaux types de comportements piézométriques. Ces quatre groupes correspondent à des contextes structuraux et géographiques spécifiques : compartiment géologique affaissé ou surélevé, plateau ou vallée.

Les piézomètres situés dans les compartiments géologiques affaissés présentent des variations interannuelles très marquées avec des aquifères très inertiels à fort effet mémoire avec une capacité de stockage importante et un écoulement limitée avec des périodes de recharge sur plusieurs années.

Les piézomètres situés dans les compartiments géologiques surélevés montrent des variations interannuelles moins marquées avec de petites cyclicités annuelles. Ces aquifères sont moins inertiels avec de fortes transmissivités et capacité d'écoulement.

Les piézomètres situés en vallée présentent des variations très rapides en réponse à chaque évènement pluvieux mais de faibles amplitudes. La variabilité interannuelle n'existe généralement pas mais il y a de fortes cyclicités saisonnière et annuelle. Ces piézomètres caractérisent des aquifères complexes très réactifs en vallée. Ce sont des systèmes de restitution plus ou moins karstifiés alimentant les rivières.

Les piézomètres situés en plateau ne présentent pas de variations pluriannuelles mais un niveau de base plus ou moins constant avec des réponses annuelles qui ne s'expriment que lors des années pluvieuses. Ces piézomètres montrent des aquifères de faible puissance affectées par un drainage efficace assuré par des conduits karstiques.

Les grands écoulements régionaux

Le réseau hydrographique de la Haute-Normandie n'est pas très développé. La nature crayeuse du substrat favorise l'infiltration au détriment du ruissellement et malgré des pluies efficaces pouvant atteindre plus de 500mm/an. Ainsi, le réseau et la densité de drainage sont faibles en comparaison de ceux observés sur le bassin Seine-Normandie en contexte de roches ignées ou tertiaires.

La Seine constitue l'axe de drainage superficiel majeure de la région. Elle possède 3 affluents en rive gauche et 11 en rive droite. Les autres cours d'eau sont des fleuves se jetant dans la Manche. Même si le drainage souterrain par infiltration et par le karst est majoritaire en Haute-Normandie, ce sont les rivières qui drainent l'ensemble de la nappe de sorte que 90 à 95% des eaux de surface proviennent du compartiment souterrain.

El Janyani et al.(2012) et Slimani et al. (2009) ont montré que l'organisation spatiale du drainage souterrain est influencée par le contexte structural qui s'imprime alors dans la puissance de la nappe au niveau des synclinaux. Avec la présence de failles et d'anticlinaux, l'écoulement est bloqué puis forcé à ressurgir en de nombreuses sources à faibles débits à l'affleurement de la base du Cénomaniens (haute-vallée de l'Oison) ou en de rares sources à forts débits à l'affleurement du Turonien et Sénonien. A l'amont de ces sources existent de longues vallées sèches et souvent des émergences temporaires qui entrent en activité lorsque le niveau de la nappe est très élevé à la suite de périodes de précipitations abondantes.

L'organisation des écoulements souterrains se retrouve également imprimée dans la variabilité spatiale de la géochimie de l'aquifère de la craie. L'analyse des profils géochimiques au niveau de la région de Haute-Normandie met en évidence trois zones qui ont des comportements géochimiques différents :

- la zone littorale, où la direction d'écoulement va de l'intérieur des terres vers la mer, montre un gradient de minéralisation progressif dans le même sens de l'écoulement. Les eaux des bassins versants amont sont moins renouvelées que celles des bassins versants aval.
- la vallée de la Seine alimentée par 2 écoulements souterrains depuis la rive droite à partir de la moitié sud du pays de Caux et la rive gauche à partir du Sud de l'Eure. Le gradient de minéralisation suit la direction d'écoulement. Le fort gradient de minéralisation dans la partie Est de la Seine est lié au magnésium provenant de la dissolution de la craie et des formations tertiaires du Vexin Normand.
- dans le département de l'Eure, un gradient de minéralisation est observé en parallèle de l'écoulement selon un axe Sud-Nord depuis les apports d'eaux peu minéralisées du Perche sous couverture tertiaire jusqu'à la vallée de la Seine en lien avec l'acquisition d'un faciès bicarbonaté-calcique dont la conductivité électrique augmente à mesure que le temps de séjour s'allonge par le drainage vers la Seine.

Des conditions de recharge spatialement hétérogènes

La pluviométrie annuelle varie en Haute-Normandie entre 550 au Sud-Est de l'Eure à 1200mm/an au Nord-Ouest de la Seine-Maritime. La pluviométrie efficace présente également une forte disparité entre 50 et 600mm/an toujours entre ces deux pôles. Cette disparité induit des niveaux de recharge très différents. Mais ces conditions spatialement disparates ne sont pas les seules permettant d'expliquer les variations de l'intensité de la recharge.

El Janyani et al.(2012) et Slimani et al. (2009) ont caractérisé la variabilité des signaux de pluie et de piézométrie en Haute-Normandie. Leurs résultats ont permis de mettre en évidence que si la variabilité des pluies était homogène, la variabilité de la piézométrie était forte. Ces auteurs ont ensuite identifié les paramètres structurant cette variabilité et montré qu'outre le contexte structural, l'altitude et les épaisseurs de l'aquifère, des argiles et silex et des limons pouvaient expliquer la variabilité piézométrique. Ainsi, El Janyani et al. (2012) montrent que le pourcentage de variance des hautes-fréquences inférieures à 6 mois dans la piézométrie est significatif dans les vallées, où il peut représenter plus de la moitié des variations piézométriques, alors qu'il est négligeable en plateau (Figure 1a). Les épaisseurs de l'aquifère et des argiles à silex influent sur les transferts à l'échelle annuelle. Les régions présentant les aquifères les plus épais montrent des variances les plus fortes (Figure 1b) et celles présentant les plus grandes épaisseurs d'argiles montrent des variances les plus faibles (Figure 1c). L'épaisseur des limons influent également sur les transferts mais à une échelle pluri-annuelle. Les régions présentant les épaisseurs de limons les plus faibles montrent des variances plus faibles (Figure 1d). Ces résultats confirment le travail de Jardani et al. (2006) qui ont souligné que l'eau infiltrée dans les sols limoneux pendant la période pluvieuse est soumise à un stockage temporaire dans les formations superficielles. El Janyani et al. (2012) ont également montré que la taille du bassin versant joue un rôle crucial dans la variabilité du signal piézométrique : plus la distance à la source est petite, plus la variabilité des composantes annuelle et pluri-annuelle est forte.

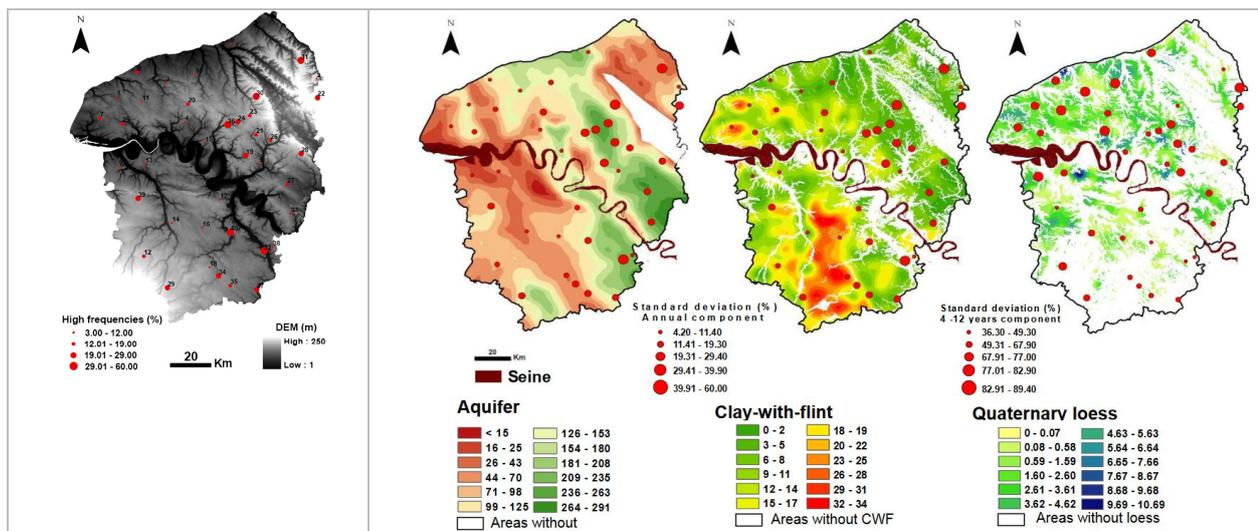


Figure 1 (de gauche à droite : 1a à 1d) : Pourcentage de variance expliquée par la composante infra-annuelle (a), annuelle (b, c) et pluri-annuelle (d) dans la variation totale de la piézométrie. Ces résultats sont projetés sur les cartes (a) d'altitude, (b) d'épaisseurs de l'aquifère, (c) d'argiles à silex et (d) de limons (modifié d'après El Janyani, 2012)

LA CRAIE : UN AQUIFERE LOCALEMENT KARSTIFIE A DIVERS DEGRES DE MATURITE

Typologie des karsts haut-normands

L'aquifère de la craie possède une triple perméabilité conjuguant les aspects des milieux poreux matriciels, fissurés et karstiques. Il a fallu longtemps pour admettre et caractériser cette triple perméabilité dont la porosité matricielle cachait la nature karstique. Les multiples travaux de Rodet ont permis de reconnaître cette nature et d'en dresser une typologie fonctionnelle. Ainsi, Rodet (1992) a proposé le concept de karst d'introduction et de restitution basé sur deux fonctions dynamiques différentes : la première liée à l'entrée concentrée et/ou diffuse des eaux de surface et leur circulation vers la zone saturée puis la seconde liée à la collecte, la concentration et la restitution de l'eau vers les résurgences. Ce concept permet donc de comprendre que ces deux ensembles dynamiques peuvent évoluer de façon indépendante sans lien systématique (Rodet, 1997). Il est illustré par la spéléologie et par plusieurs études montrant la perforation des drains par des conduits de dissolution et la genèse diachronique de l'entrée et de la sortie du karst (Rodet et al., 2006, 2009).

La réalisation de la percée hydrokarstique (liaison entre le karst d'introduction et le karst de restitution) se fait soit par trépanation d'une racine d'altération dans le karst de restitution soit par érosion régressive jusqu'au cœur du massif karstique. Suite à cette jonction, une connexion hydraulique est alors réalisée entre la surface et le souterrain et le système karstique est alors dit mature. Le degré de maturité du karst évolue donc ensuite selon l'ampleur de la réponse karstique exprimée par les vitesses de transfert, la variabilité hydrogéochimique des eaux, et la nature des matières en suspension transportées.

La bancarisation des données de traçages et le recensement des 15000 bétoires par le BRGM montrent une concentration de ces phénomènes karstiques dans les endroits où les épaisseurs d'argile à silex et de limons sont les plus fortes (Figure 2). Ces formations superficielles faiblement perméables présentent des hétérogénéités spatiales engendrant des discontinuités hydrauliques et sont traversées par des bétoires plus ou moins actives et bien connectées au karst de restitution. A la faveur des périodes de pluie, les eaux s'engouffrent dans les bétoires et alimentent les réseaux karstiques amenant ainsi des quantités importantes de matériaux fins de diverses origines (ruissellement de surface, remise en suspension de sédiments intrakarstiques jeunes ou anciens).

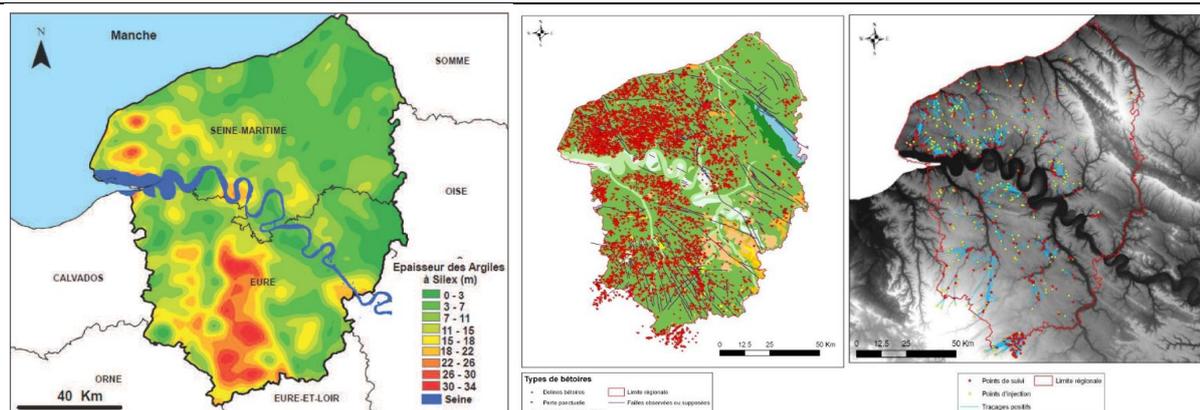


Figure 2 : Recensement des manifestations karstiques (bêttoires et connexion hydraulique surface-souterrain) et comparaison avec l'épaisseur des formations superficielles

Vulnérabilité pour les captages d'alimentation en eau potable

La sensibilité des sols haut-normands à l'érosion est très importante due à leurs caractéristiques chimiques et granulométriques. De ce fait, l'aléa érosion est parmi les plus forts de France et engendre des ruissellements turbides importants. Les bêttoires agissent ensuite comme des collecteurs de ces eaux et les concentrent vers le karst de restitution où elles sont alors mélangées avec les eaux de la nappe de la craie. Si ces engouffrements n'assurent pas une recharge significative de la nappe de la craie, ils influent cependant fortement sur la qualité des eaux de restitution. La nappe devient alors vulnérable à la turbidité (liée au phénomène d'érosion des sols), et aux pollutions accidentelles du fait des transferts rapides des contaminants. Le risque sanitaire associé à ces transferts turbides est important. Beaudou (1999) et Beaudou et al. (2010) ont montré que 10 % des cas annuels de troubles gastro-intestinaux sont susceptibles d'être liés à la consommation de l'eau du robinet. Les ressources en eau souterraine de Haute-Normandie (soit plus de 95% de l'alimentation en eau potable) sont sensibles à de tels événements qui peuvent induire des coupures de l'alimentation en eau potable. La fréquence des restrictions d'usage d'alimentation en eau potable varie selon les secteurs de la région mais sont en lien avec la concentration des phénomènes karstiques. L'interconnexion des réseaux d'eau potable, permettant de substituer une ressource momentanément turbide par une autre, l'abandon des captages les plus fréquemment turbides et la mise en place de stations de filtration ont permis de faire nettement diminuer la fréquence de ces restrictions d'usage dues à la turbidité (Figure 3).

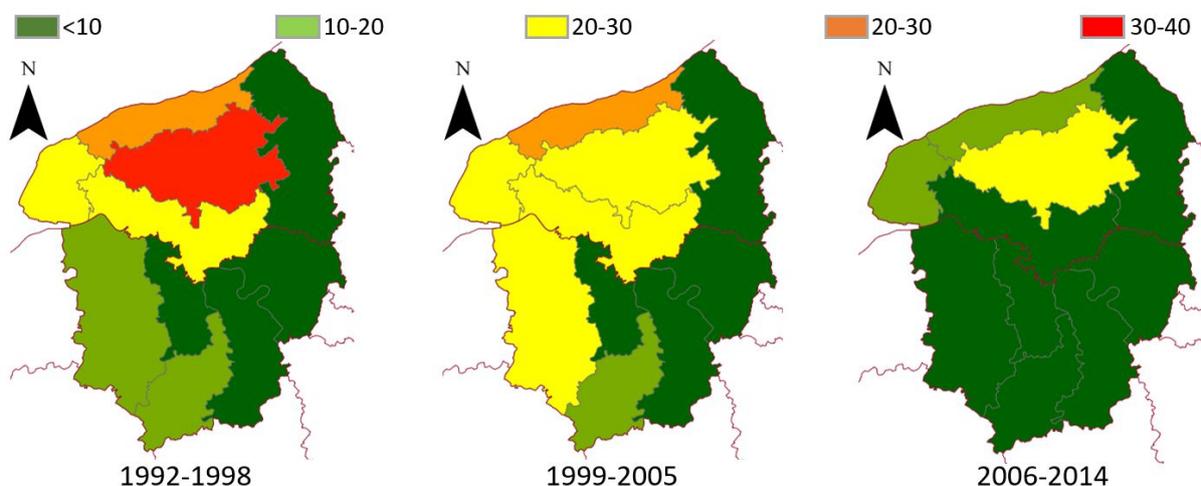


Figure 3 : Evolution du nombre de restriction d'usage d'alimentation en eau potable par secteur géographique durant les périodes considérées

LA GROTTES DES PETITES-DALES DANS LE SCHEMA KARSTIQUE REGIONAL

La grotte des Petites-Dales est située à Saint-Martin-aux-Buneaux entre Fécamp et Saint-Valéry-en-Caux (Figure 4). Elle a été découverte en 1966 dans une ancienne carrière à ciel ouvert à 1200m de la mer et à 35m NGF. Initialement développée sur 62m, la grotte a été désobstruée pour atteindre plus de 780m à ce jour. Conservée par le Centre Normand d'Etude du karst (CNEK), elle fait l'objet d'études scientifiques multidisciplinaires où sont abordés les aspects karstogénétiques, sédimentologiques, climatiques et patrimoniales.

Le conduit est aujourd'hui asséché mais a connu des ré-ennoiements dans sa partie basse en 1995 et 2000 lors de remontée du niveau piézométrique. Pour ajouter la dimension hydrogéologique aux études menées sur la grotte, un piézomètre a été foré dans la galerie du siphon en 2015 pour y déposer une sonde de pression mesurant toutes les 15 minutes. Les relevés piézométriques hebdomadaires à partir d'une mesure topographique ont permis de calibrer les mesures de pression pour obtenir une courbe piézométrique en mètres NGF.

La durée de cette mesure piézométrique ne permet pas une analyse de la variabilité hydrologique. Pour cela, il est nécessaire de rapprocher ces mesures de celles effectuées dans le cadre du réseau patrimonial du BRGM. La Figure 4 présente le contexte hydrogéologique de la zone d'étude ainsi que le réseau patrimonial de suivi piézométrique du BRGM. La région ne présente pas de manifestation karstique importante en regard des autres localités. 5 piézomètres du BRGM se trouvent à proximité dont 4 sont sur le bassin versant hydrogéologique dans lequel la grotte des Petites Dales se situe (P1, P3, P4, P5).

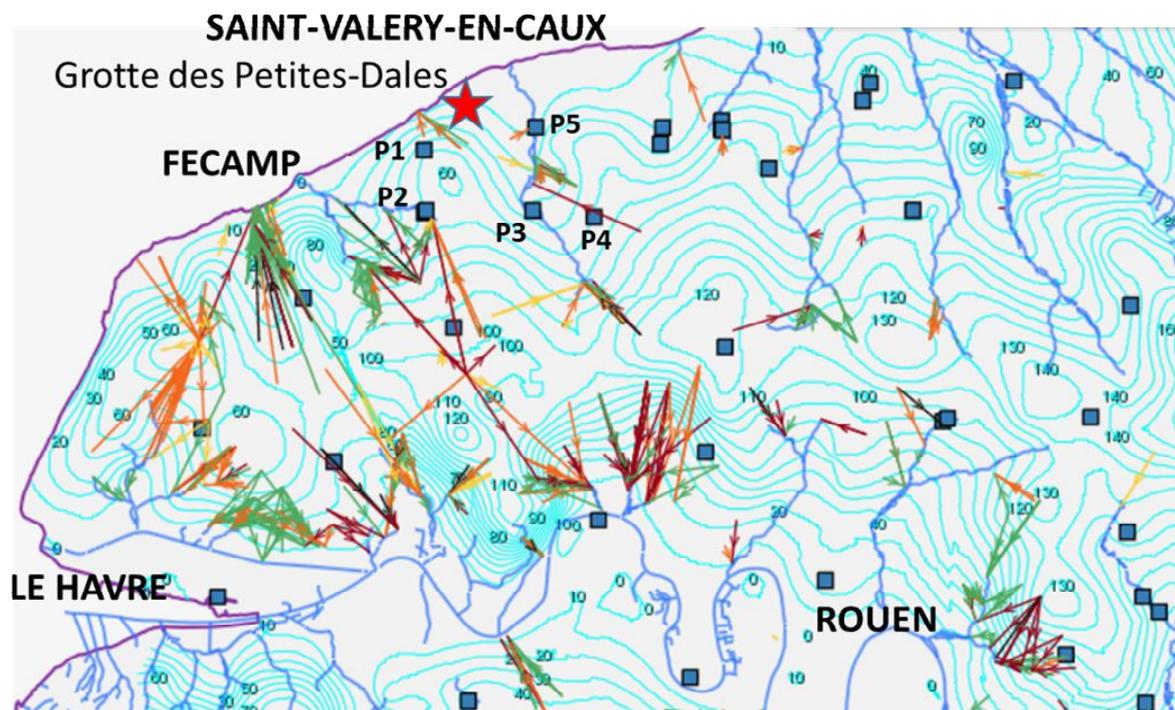


Figure 4 : Localisation de la grotte des Petites Dales, contexte hydrogéologique et karstique de la région et piézomètres BSS (P1=00572X0010/S1, P2=00576X0033/P, P3=00578X0043/S1, P4=00578X0002/S1, P5=00574X0053/S1)

La situation des piézomètres permet de définir un amont (P2, P3 et P4) et un aval (P1, P5 et la grotte des Petites-Dales) avec des cotes contrastées. Pour comparer leur dynamique, les cotes ont été normées. Ainsi, il est possible de voir que les variations sont communes et présentes des cyclicités (Figure 5) mais plus on se rapproche de l'aval hydraulique de l'aquifère, plus la variabilité haute fréquence augmente (P5). En absence de données sur le piézomètre P5, les variations observées sur la grotte des Petites-Dales se

rapprochent plus de la tendance observée sur le piézomètre P3 (Figure 4). Il est à noter que les amplitudes de variations ainsi que les fréquences sont beaucoup plus forte aux Petites-Dales.

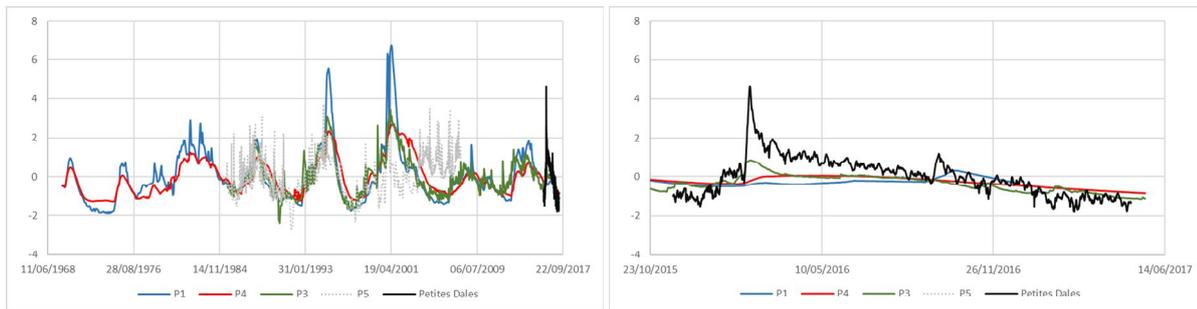


Figure 5 : Côtes piézométriques normées de la grotte des Petites Dales et des piézomètres BRGM (A : toutes les séries, B : zoom sur la période de recoupement)

Ainsi, les données du piézomètre P3 ont été utilisées pour faire une analyse du signal de la variabilité piézométrique à partir des bandes spectrales identifiées par transformée de Fourier (Massei et al, 2007 ; Slimani et al, 2009). 3 bandes spectrales ont été regroupées (+ 5 ans, 2-5 ans, 1an) pour reconstruire le signal piézométrique par transformée de Fourier rapide inverse (FFT inverse) (Figure 6).

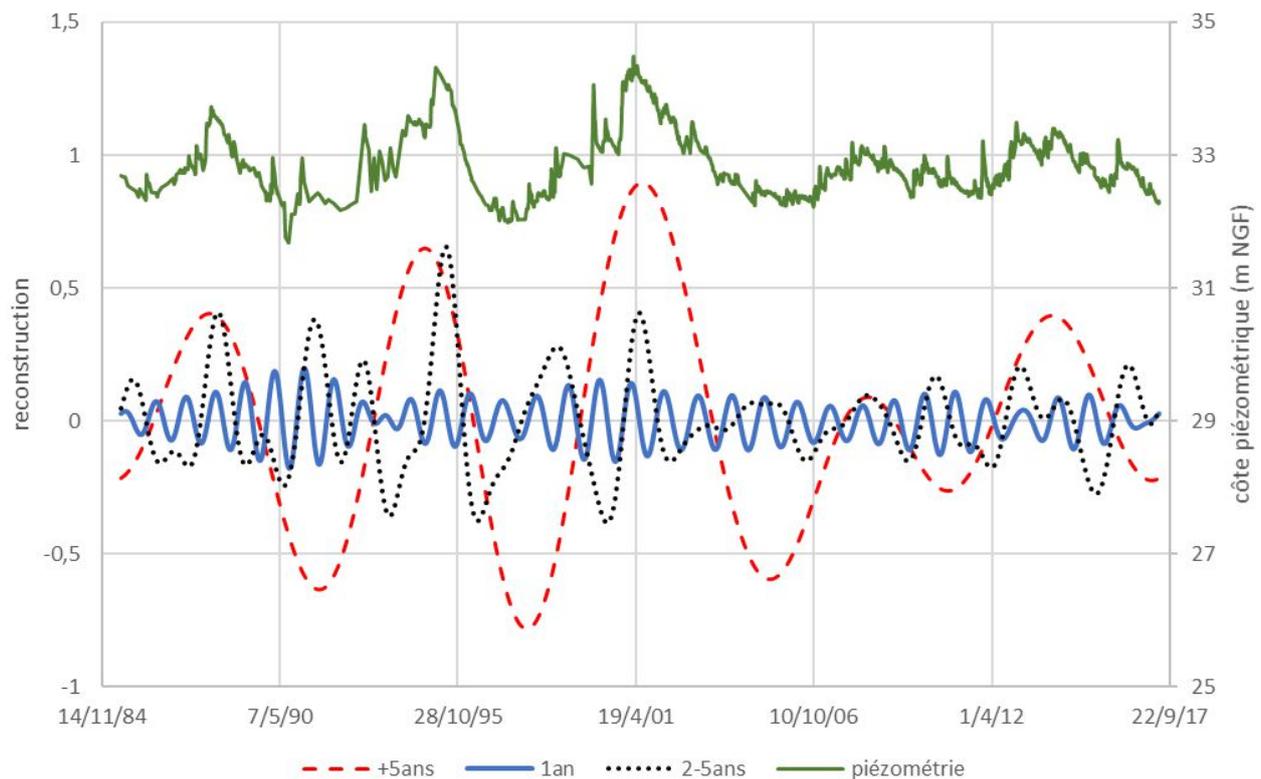


Figure 6 : Reconstruction du signal piézométrique par FFT inverse

Les piézomètres P1 et P4 ont été utilisés par El Janyani et al (2012) dans l'étude régionale des variations piézométriques permettant d'identifier 3 groupes à la dynamique hydrogéologique distincte. Les piézomètres P1 et P4, correspondant respectivement aux numéros 8 et 3 dans l'étude d'El Janyani, étaient regroupés parmi ceux présentant une part de fluctuations pluriannuelles plus importante que les autres et avec des fluctuations annuelles inférieures à 11,5%. Ceci caractérise les aquifères à forte capacité de stockage et réactivité limitée avec une recharge pluriannuelle.

La part de variance annuelle dans les variations piézométriques de P3 est plus importante avec 17,5%, de même que pour le piézomètre P5, situé plus en aval, qui présente une part des fluctuations annuelles de 25%. Cette augmentation de la variabilité hydrogéologique lors d'un gradient amont-aval a déjà été mise en évidence par El Janyani et al (2014) et reliée à la karstification plus élevée en aval et à proximité des vallées.

CONCLUSION

La craie de Haute-Normandie constitue un aquifère libre, continu à triple perméabilité où les écoulements ont lieu dans la matrice poreuse, la fracturation et les conduits karstiques. Les grands écoulements régionaux s'organisent autour de la vallée de la Seine et la Manche mais la recharge est rendue spatialement hétérogène par la variabilité des formations superficielles. Les phénomènes karstiques, nombreux et importants avec des traçages sur des dizaines de kilomètres à des vitesses supérieures à 300m/h, ont été hérités des variations eustatiques quaternaires puis organisés selon les contextes morphostructuraux ainsi que la nature et l'épaisseur des formations superficielles.

Les variations piézométriques de la grotte des Petite-Dales s'inscrivent dans le contexte hydrogéologique de son bassin souterrain caractérisé par une forte capacité de stockage et une réactivité limitée. Néanmoins, la grotte constitue un aval hydraulique marqué par une augmentation des variations hautes fréquences dues à la proximité de l'exutoire et à la connectivité avec le karst. En cela, elle constitue un témoin privilégié pour l'enregistrement des variations piézométriques en lien avec le karst et le niveau de la mer.

Références bibliographiques

- Beaudeau, P., 1999. Risques sanitaires liés aux eaux karstiques (rapport d'activité). Université de Rouen.
- Beaudeau, P., Valdes, D., Mouly, D., Stempfelet, M., Seux, R., 2010. Natural and technical factors in faecal contamination incidents of drinking water in small distribution networks, France, 2003–2004: a geographical study. *J. Water Health* 08, 20. <https://doi.org/10.2166/wh.2009.043>
- Calba, F., 1980. Hydrogéologie du karst crayeux du Pays de Caux (France). Etude de deux bassins. (thèse de doctorat). Université Pierre et Marie Curie-Paris VI, Paris.
- El Janyani, S., Massei, N., Dupont, J.-P., Fournier, M., Dörfliger, N., 2012. Hydrological responses of the chalk aquifer to the regional climatic signal. *J. Hydrol.* 464–465, 485–493. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.07.040>
- Janyani, Sanae El, Jean-Paul Dupont, Nicolas Massei, Smail Slimani, et Nathalie Dörfliger. « Hydrological Role of Karst in the Chalk Aquifer of Upper Normandy, France ». *Hydrogeology Journal* 22, no 3 (1 mai 2014): 663-77. <https://doi.org/10.1007/s10040-013-1083-z>.
- Jardani, A., Dupont, J.P., Revil, A., 2006. Self-potential signals associated with preferential groundwater flow pathways in sinkholes. *J. Geophys. Res.* 111. <https://doi.org/10.1029/2005JB004231>
- Maqsoud, A., 1996. Approche hydrologique et hydrochimique du caractère karstique éventuel d'hydrosystèmes souterrains de la craie du bassin de Paris (PhD). Université de Lille I, Lille.
- Mégnyen, C., 1979. Hydrogéologie du centre du Bassin de Paris. Contribution à l'étude de quelques aquifères principaux (Thèse d'Etat). Université de Paris VI, Paris.
- Rodet, J., 1997. Typologie des karsts dans la craie du bassin de Paris. *Ann. Société Géologique Nord* 5, 351–359.
- Rodet, J., 1992. La craie et ses karsts. CNEK.

Slimani, S., Massei, N., Mesquita, J., Valdés, D., Fournier, M., Laignel, B., Dupont, J.-P., 2009. Combined climatic and geological forcings on the spatio-temporal variability of piezometric levels in the chalk aquifer of Upper Normandy (France) at pluridecennial scale. *Hydrogeol. J.* 17, 1823–1832. <https://doi.org/10.1007/s10040-009-0488-1>

Mise en évidence de la complexité des aquifères crayeux dans le pays chartrain (28)

PILLET Marc-Antoine⁽¹⁾

(1) CALLIGEE, 1 rue de la Noë - CS 8118 – 44321 Nantes cedex 3
ma.pillet@calligee.fr

MOTS CLES : craie, Chartres, programme d'investigations

RESUME

En pays chartrain, l'eau potable provient en très grande majorité de l'aquifère crayeux du Séno-Turonien. La productivité de cet aquifère résulte de son degré de fissuration, surtout développé dans sa partie sommitale (sur une dizaine de mètres). Aussi, la base de la formation des argiles à silex sus-jacentes, constitue également un gage de productivité à la faveur d'une forte proportion de silex. Certains ouvrages en pays chartrain offrent des productivités notables (débit spécifique supérieur à 300 m³/h), mais avec des problèmes qualitatifs (nitrates en particulier).

Dans le cadre des études des bassins d'alimentation de 4 captages AEP de l'agglomération chartraine, distants d'une vingtaine de kilomètres au maximum, des investigations hydrogéologiques ont été mises en œuvre. Elles ont porté sur des travaux ordinaires : analyse de chroniques piézométriques, campagnes piézométriques, campagnes qualitatives, essai de pompage...

Ces investigations ciblées ont permis selon les cas, soit des avancées mineures (absence de distinction d'axe de circulation préférentielle initialement supposé), soit des avancées marquées (fracture majeure orientant les écoulements souterrains à l'opposé des écoulements superficiels, dilutions complexes des eaux de la nappe de la craie par des apports de la nappe alluviale et du milieu superficiel), soit de nouvelles interrogations (ouvrage productif au droit d'un dôme piézométrique).

Ces travaux montrent tout d'abord la diversité des fonctionnements hydrogéologiques malgré un contexte géologique paraissant homogène et la relative proximité des ouvrages. Il apparaît ensuite la nécessité de la mise en œuvre d'un programme d'investigations adapté aux enjeux et à chaque captage, qui ne peut être établi qu'à l'issue d'une phase d'étude bibliographique approfondie.

Références bibliographiques

Binet S., Dedewanou M., Noël H., Hertout A., Payraube N., Alletti M., Viel E., (avril 2015) – Transfert d'eau et de nitrates d'origine agricole, des sols vers le captage S1 de la Saussaye (Chartres Métropole) – Sours, Berchères-les-Pierres (Eure-et-Loir). *Rapport final ISTO – Géo-Hyd*, 48 p. + 7 p. d'annexes.

Chigot D. (juin 2013) – Etude du bassin d'alimentation des forages de Sours « la Saussaye F1 » et de Berchères-les-Pierres « la Rosette » - Lot 1 : Etude piézométrique – Sours, Berchères-les-Pierres (Eure-et-Loir). *Rapport Eau et Industrie, CHA04130101-H13-26*, 31 p. + 4 p. d'annexes.

Pillet M-A. (Avril 2011) – Elaboration des études d'un bassin d'alimentation de captage du Forage F2 – Phase 1 : Caractérisation de la ressource et détermination du BAC – Berchères-Saint-Germain (Eure-et-Loir). *Rapport CALLIGEE, N10-28222A*, 44 p. + 75 p. d'annexes.

Pillet M-A. (Septembre 2014) – Etudes de bassin d'alimentation de captage du Forage S1 de la Saussaye et du Forage de la Rosette – Phase 1 : Caractérisation de la ressource et détermination du BAC – Sours, Berchères-les-Pierres (Eure-et-Loir). *Rapport CALLIGEE, N13-28054C*, 28 p.

Pillet M-A. (Janvier 2016) – Etudes du bassin d'alimentation de captage – Synthèse des données bibliographiques et des mesures de terrain pour une caractérisation de la ressource et une proposition de délimitation de BAC – Forages du Château d'eau, de Rivière Neuve, Forage F1 et F2, Forage des Bégaudes-Saint-Aubin-des-Bois, Fontenay-sur-Eure, Bailleau-l'Evêque (Eure-et-Loir). *Rapport CALLIGEE, N13-28236D_V2*, 65 p. + 96 p. d'annexes.

Caractérisation des hétérogénéités sédimentaires et pétrophysiques de la Craie (Normandie et Boulonnais)

J. Saiag⁽¹⁾, P-Y. Collin⁽¹⁾, J-P. Sizun⁽²⁾, B. Caline⁽³⁾, E. Lasseur⁽⁴⁾

(1) Laboratoire Biogéosciences UMR 6282 UBFC/CNRS, Univ. Bourgogne Franche-Comté, 6 boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France. (2) Laboratoire Chrono-environnement UMR 6249 UBFC/CNRS, Univ. Bourgogne Franche-Comté, 16 route de Gray, 25030 Besançon, France. (3) Total France E&P, avenue Larribau, 64018 Pau, France. (4) BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, BP 6009, 45060, Orléans Cedex 2, France.

saiag.jessica@gmail.com

MOTS CLES : sédimentologie, diagenèse, pétrophysique

RESUME

La craie est une roche carbonatée microporeuse largement exploitée en Mer du Nord pour ses hydrocarbures et constitue un aquifère dans le bassin Anglo-Parisien. Dans le secteur d'étude (Normandie et Boulonnais), 125 échantillons prélevés sur le terrain (Cénomaniens-Santonien) permettent d'illustrer l'hétérogénéité sédimentaire et pétrophysique de la Craie. Ils présentent une grande variabilité des propriétés pétrophysiques matricielles : porosités de 6,1 à 46,5 %, perméabilités très faibles (0,002 mD) jusqu'à des perméabilités très fortes en l'absence de fractures (470 mD). Cependant, l'origine de ces hétérogénéités est encore mal comprise. L'objectif de cette étude est donc de comprendre les facteurs contrôlant ces variabilités. Trois modèles sédimentaires ont été définis avec (1) des rampes argileuse et carbonatée, (2) des contourites et (3) des surfaces de hiatus. Une classification des microtextures, basée sur l'observation au MEB de quatre critères (contenu minéralogique, fractions biogénique, micritique et de ciment), est proposée. Deux groupes ont été définis avec les *Pure* et les *Impure chalk microtextures*. Le groupe des *Pure chalk microtextures* reflète l'intensité des modifications subies lors de la diagenèse qui induisent une réduction de la taille des espaces intergranulaires et donc font diminuer la porosité. Pour les *Impure chalk microtextures*, la présence de particules insolubles dans la matrice n'affecte pas la porosité, mais diminue la perméabilité du fait de la réduction des tailles d'accès aux pores. L'héritage sédimentaire, dépendant des conditions de dépôt (ex. climat), et les transformations diagénétiques (précoces ou tardives), qui affectent à différents degrés les faciès sédimentaires, sont la cause de la grande variabilité des microtextures, des propriétés réservoirs et de leurs répartitions spatiale non aléatoire. À

partir de l'extrapolation des faciès et de l'empreinte diagénétique, il serait possible de visualiser la distribution des propriétés pétrophysiques sur les falaises, et donc l'architecture des réservoirs dans la Craie.

Caractérisation du réservoir de la craie. Définition de structures locales à l'aide de méthodes géophysiques. Apports dans la gestion de l'eau et des risques.

Cas du secteur de Dieppe (Seine-Maritime, France)

P. Pannet⁽¹⁾, T. Jacob⁽¹⁾, K. Samyn⁽¹⁾, A. Bitri⁽¹⁾, F. Quesnel⁽¹⁾

(1) BRGM – Bureau de Recherches Géologiques et Minières

p.pannet@brgm.fr

MOTS CLES : Anticlinal faillé du Pays de Bray, gravimétrie, sismique, karstification, paléo-relief, Dieppe, Craie, circulations des eaux

RESUME

Le littoral sud-dieppois est à la fois fortement urbanisé, et marqué par l'érosion des falaises de craie qui le constituent, induisant un recul inexorable du trait de côte, de l'ordre de 40 cm/an en moyenne. En décembre 2012, l'occurrence d'un évènement majeur est survenue à Dieppe, route de Pourville, entraînant localement un recul de la tête de falaise de plus de 40 m en quelques semaines.

Cet évènement a mis en évidence des structures particulières, jusqu'à présent peu décrites, et de manière erronée.

L'impact de ce phénomène a fait apparaître la nécessité de mieux comprendre les variables régissant le recul du trait de côte de la région dieppoise afin de mieux prévoir les risques et la gestion à long terme des installations et activités anthropiques sur la frange littorale de ce secteur.

Parmi ces nombreuses variables prises en compte (lithofaciès de la falaise, fracturation, houle, cellules hydro-sédimentaires...), la structure du massif rocheux sur une bande de 200 m à l'arrière du trait de côte a été particulièrement étudiée.

Pour ce faire une méthodologie par investigations géophysiques couplées a été développée. Les résultats montrent des structures du massif sous-jacent non décrites jusqu'à présent. Elles apportent un regard nouveau sur l'histoire géologique de ce secteur fortement perturbé (extrémité de l'anticlinal faillé du pays de Bray), et par là, sur les circulations d'eau passées et actuelles. Des informations majeures sur la fracturation, la karstification et les paléo-reliefs de la zone sont en effet apportées : elles montrent la présence de structures selon deux orientations préférentielles, interprétées comme une

succession de poches, dépassant parfois 60 m de profondeur, jointives via des structures linéaires très encaissées. Ces poches et vallons très encaissés, comblés a posteriori amènent une hétérogénéité dans la circulation des eaux à l'intérieur du massif crayeux, et donc des dynamiques singulières dans cette zone de la côte d'Albâtre.

Ces informations amènent des éléments de compréhension sur les dynamiques hydrogéologiques et géomorphologiques locales, permettant ainsi une meilleure prise en compte du risque, mais aussi de la gestion de l'eau.

Références bibliographiques

Costa S. (1997). " Dynamique littorale et risques naturels" : L'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la baie de Seine et la baie de Somme (Haute-Normandie, Picardie; France). (Doctoral dissertation, Paris 1). 313 p.

Dewez, T., 2014. Reconstructing 3D coastal cliffs from airborne oblique photographs without ground control points. ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, 2(5): 1.

Hauchard E., Laignel B. (2008) – Evolution morphotectonique de la marge nord-occidentale du Bassin de Paris. Z. Geomorph. N. F. p 463-488. Décembre 2008.

Jacob, T., Samyn, K., Bitri, A., Dewez, T., Pannet, P., Quesnel, F. (2018) - Mapping sand and clay-filled depressions on a coastal chalk cliff top using gravity and seismic tomography refraction for landslide hazard assessment, in Normandy (France). Soumis.

Letortu P. (2013). Le recul des falaises crayeuses haut-normandes et les inondations par la mer en Manche centrale et orientale : de la quantification de l'aléa à la caractérisation des risques induits. Thèse de doctorat. Université de Caen. 414 p.

Mortimore, R.N., Lawrence, J., Pope, A., Duperret, A. and Genter, A., 2004. Coastal cliff geohazards in weak rock; the UK chalk cliffs of Sussex. Engineering Geology Special Publication : 3-31.

Pannet, P., Meire, B., Boulet, M., Quesnel, F., Jacob, T., Samyn, K., Bitri, A. and Dewez, T., 2015. Détermination de l'aléa recul de la falaise. Application à la région dieppoise. Rapport final. BRGM/RP-65008-FR.

Rodet, J.L., 1999. Tectonic network as the initial factor of karstification of the chalk limestones in the Perche hills (Orne, Normandy, France). Geodynamica Acta, 12(3): 259-265.

Approche multiéchelle de la dynamique sédimentaire karstique: de l'échelle événementielle à l'échelle pluriannuelle Exemple de la source de la Bruisseresse, Normandie, France

S. Chédeville ^(1,2,3), **B. Laignel** ⁽³⁾, **J. Rodet** ^(2,4), **E. Hauchard** ^(1,3), **D. Todisco** ⁽⁵⁾, **N. Massei** ⁽¹⁾, **G. Hanin** ⁽¹⁾

(1) Communauté de l'Agglomération Havraise (CODAH), Hôtel d'agglomération, 19 rue Georges Braque, 76085 Le Havre cedex, France

(2) Centre Normand d'Étude du Karst, 76450 Saint-Martin-aux-Buneaux, France

(3) Université de Rouen, CNRS UMR 6143 - M2C ; SFR SCALE, 76821 Mont-Saint-Aignan, France

(4) CNRS UMR 6143 M2C, Université de Rouen ; SFR SCALE, 76821 Mont-Saint-Aignan, France

(5) Université de Rouen ; Département de géographie ; UMR IDEES 6266; SFR SCALE, 76821 Mont-Saint-Aignan, France

Corresponding author: stephane.chedeville@codah.fr

MOTS CLES : karst, transfert sédimentaire, variabilité climatique

RESUME

La karstification est un processus azonal qui se produit dans différents types de milieux bioclimatiques et de roches altérables. Les processus de karstification créent des vides à la fois sur la surface (ex : les bétoires) et à l'intérieur du substrat rocheux (ex : conduit karstique) en lien avec l'altération chimique et / ou l'érosion mécanique. Selon le contexte géomorphologique, hydrodynamique et des sources sédimentaires présentes, les systèmes karstiques peuvent être remplis de (i) dépôts allochtones (apport de sédiments par érosion mécanique), (ii) matériaux autochtones (résidus insolubles de l'altération chimique du substrat rocheux) ou (iii), un mélange des deux.

Habituellement, la turbidité est le paramètre utilisé pour étudier les flux sédimentaires dans le karst. Peu de travaux ont été publiés sur la dynamique des sédiments en utilisant une approche couplant le suivi in-situ des variables hydrologiques (débit, précipitations, ...) et sédimentaires (mesures altimétriques, carottes de sédiments) pour identifier les principaux facteurs conduisant au transport ou au dépôt de sédiments dans un réseau karstique .

L'acquisition à haute fréquence de données hydrométéorologiques couplées à des mesures du signal sédimentaire (turbidité, carottes de sédiments et enregistrements de données altimétriques à haute fréquence d'une zone de sédimentation) permet de caractériser les contrôles de transfert sédimentaire de l'échelle de crue à l'échelle

annuelle. L'organisation sédimentaire et la nature peuvent s'expliquer par l'intensité des épisodes turbides.

L'utilisation d'outils d'analyse du signal sur des séries longues permet de comprendre les modalités de transport et de dépôt des sédiments à l'échelle pluriannuelle. Dans le détail, l'analyse en ondelettes continues des précipitations, du niveau piézométrique et de la turbidité, ainsi que les archives sédimentaires, montrent tous des modes communs de variabilité. Une composition spectrale commune indiquerait le contrôle du climat sur l'ensemble des paramètres hydrologiques, météorologiques et sédimentaires. La comparaison des spectres d'ondelettes avec le spectre de l'oscillation nord-atlantique (NAO) met clairement en évidence le contrôle de ces derniers sur les variables hydrométéorologiques et sédimentaire au niveau régional.

Les “rideaux” du paysage crayeux du NW du bassin de Paris : une combinaison tectonique, cryoclastique et karstique favorisant une conduite hydrogéologique de réservoir.

Anne DUPERRET ⁽¹⁾, Sara VANDYCKE ⁽²⁾, Jean-Pierre COLBEAUX ⁽³⁾, Brigitte VAN VLIET-LANOË ⁽⁴⁾

(1) Normandie Université, UNILEHAVRE, CNRS, UMR 6294 LOMC, 53 rue de Prony BP540, 76056 Le Havre cedex, France. anne.duperret@univ-lehavre.fr

(2) FNRS, Université de Mons, Faculté Polytechnique, Département Mines-Géologie, 53 rue du Joncquois, B-7000 Mons, Belgique. sara.vandycke@umons.ac.be

(3) 9 rue Saint-Pierre, 59170 Croix

(4) UMR 6538 CNRS LGO, UBO, IUEM, place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France.

RESUME

Le développement récent des techniques de LiDAR aérien permet la production de MNT de surface à haute résolution, sur lesquels les structures d'ordre métrique apparaissent nettement. C'est le cas de certaines structures superficielles de la craie du NW du Bassin de Paris, particulièrement bien développées dans la craie de la région Hauts-de-France. Il s'agit de rides superficielles, de plusieurs dizaines de mètres de long, d'une hauteur de plusieurs mètres, formant des structures longilignes et parallèles aux pentes de vallées, appelées localement « rideaux ». Ces structures marquent les pentes de certaines vallées sèches et sont particulièrement bien développées dans la craie du bassin de Paris, située au NE de la faille du Bray. Leur origine est toujours autant discutée au sein des communautés de géologie, géographie, archéologie et pédologie.

Les affleurements de falaises littorales le long des côtes de Picardie tronquent une dizaine de systèmes de vallées sèches NW-SE, souvent courtes et perchées, orientées transversalement au trait de côte NE-SW. L'une d'entre elle, observée au Bois de Cise, montre le développement de rideaux connectés à un système de failles normales conjuguées. L'ensemble de la structure forme un « step-graben », composé de failles en relai et rampes, impliquant des niveaux de craie cryogénisée et des résidus de couverture de loess quaternaire. Ces failles à rideaux favorisent les circulations d'eaux continentales, comme en témoigne les sources actuelles observées à la base des rideaux en sommet de falaise, ainsi que le développement de karsts au pied des failles en falaise. Ce système faillé à fonction hydrogéologique se développe sur une épaisseur minimale de 100m et résulte du dernier champ de contraintes extensif régional NNW-SSE enregistré dans la partie normande du bassin de Paris. Par ailleurs, la plupart de ces failles montrent des structures d'éclatement qui témoignent du rôle des fluides sous pression (liquides ou gelés) sur leur développement. Les vallées sèches à rideaux du Bois de Cise ne sont pas à relier à une tête de

réseau hydrographique secondaire aujourd'hui disparu, mais plutôt à la trace d'un épikarst, implanté sur une structure d'effondrement thermokarstique, favorisant la circulation hydrogéologique actuelle.

SESSION 2

Nouveaux concepts, outils et méthodologies développées pour l'étude, la surveillance, la modélisation des aquifères craeux

Communications orales
Oral communications

La double porosité de la craie : influence sur le transport de solutés et de chaleur

Alain Dassargues⁽¹⁾

(1) Hydrogéologie & Géologie de l'Environnement, Urban & Environmental Eng. (UEE), Université de Liège, Belgique
Alain.Dassargues@ULiege.be

MOTS CLES : porosité effective de transport, double porosité, effets d'eau immobile

RESUME

La porosité de la craie joue un rôle déterminant pour le calcul du transport de solutés et de chaleur dans les craies partiellement et totalement saturées. D'un point de vue géologique, on constate au minimum deux types de porosités : la porosité de pores correspondant aux micro-espaces entre les coccolithes fossiles qui constituent la matrice de la craie, et la porosité de fissures due aux micro- et macro-fissures affectant le plus souvent ces craies (i.e. porosité secondaire). Pour la modélisation des écoulements, il est clair que la porosité de fissure est déterminante à l'échelle macroscopique considérée. Elle peut cependant jouer un rôle différent selon le degré de saturation de la craie car en conditions partiellement saturée, des lois bimodales doivent être adoptées pour représenter la dynamique très différente des pores et des fissures. D'autre part, les effets d'échelle peuvent être multiples. Pour le transport de solutés, les essais de traçage ont montré que la distinction claire entre porosité 'effective' de transport et la porosité 'efficace' de drainage doit être faite. Des courbes de restitutions montrant des doubles pics sont souvent possibles et simulées par des modèles tenant compte explicitement de l'effet d'eau immobile ('matrix diffusion') et des trajets différents selon les réseaux de fracturation préférentiels. Pour le transport de chaleur, ces effets d'eau immobile dans les micropores de la craie pourraient être assimilés à de la conduction au sein de la craie saturée.

Références bibliographiques

Brouyère, S., Dassargues, A, and Hallet V. (2004). Migration of contaminants through the unsaturated zone overlying the Hesbaye chalky aquifer in Belgium: a field investigation. *Journal of Contaminant Hydrology*, 72, pp.135-164.

Dassargues A. (2018). *Hydrogeology: groundwater science and engineering*, CRC Press Taylor & Francis (in press).

Hallet V. and Dassargues A. (1998) Effective porosity values used in calibrated transport simulations in a fissured and slightly karstified chalk aquifer, *Groundwater Quality 1998*, M. Herbert & K. Kovar (Eds.), *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA)*, C36, pp. 124-126.

Orban, P., Brouyère, S., Batlle-Aguilar, J., Couturier, J., Goderniaux, P., Leroy, M., Malozewski, P. and Dassargues, A. (2010) Regional transport modelling for nitrate trend assessment and forecasting in a chalk aquifer. *Journal of Contaminant Hydrology*, 118, pp. 79-93.

Internal behaviour of a chalk karst aquifer highlighted by reservoir modelling and signal decomposition methods

Duran L.⁽¹⁾, Fournier M.⁽²⁾, Lecoq N.⁽²⁾, Massei N.⁽²⁾

(1) Department of Civil, Structural and Environmental Engineering, Trinity College Dublin, Ireland

(2) Laboratoire M2C, UMR6143, Université de Rouen, France

duanl@tcd.ie

Key words : karst aquifer, wavelets, rainfall-runoff reservoir modelling

Abstract

Chalk aquifers can be subject to karstification; the resulting karst systems present some specificities regarding their hydrodynamic behavior when compared to karst aquifers in limestones formations. This research has used time series measured on the small karstic catchment of Norville (Normandie, France), in order to elucidate its chalk-related hydrogeological behavior by combining reservoirs conceptual modelling and signal analysis decomposition methods.

Rainfall-runoff modelling has been carried out using the modelling software KARSTMOD developed by the INSU/CNRS National Karst Observatory to model the discharge at the spring. In order to reach a good performance for simulated discharge, four reservoirs have to be activated: E, L, M and C (respectively interpreted conceptually as epikarst, high-inertia/highly capacitive matrix, fissure network and conduits), which is consistent with previous works showing the existence of a triple porosity in chalk of Normandy. Internal discharges and levels of the model have been compared to various observed time series (conductivity, turbidity and piezometry). The two-way exchange flow between reservoirs M and C showed some very interesting correlations with turbidity and conductivity dynamics, while the level within reservoir L was highly correlated with the piezometry in the chalk aquifer. These observations suggest a partial ability of the model to reproduce internal dynamics of the karst aquifer.

Furthermore, the observed discharge at the spring was investigated by wavelet multiresolution analysis and Ensemble Empirical Mode Decomposition (EEMD). The statistical components extracted from spring discharge were combined in all possible configurations and compared to both internal discharges from the model, and observed time series. Good correlations were achieved for consecutive details, enabling to build

signals very comparable to discharge out of the “Epikarst reservoir” and between “Connected Matrix” and “Conduits”. Incidentally, it appears that the characteristic frequencies (the last detail of the consecutive sum of details) for these reconstructed signals would be the same as the cut-off frequencies visible in the Fourier spectrum of the discharge. These results suggest that both internal components of reservoir models, and statistical components extracted from a discharge signal of a karst spring can provide meaningful hydrological information. Moreover, for this specific study site, combining those methods allowed to gain some insights on the behavior of this chalk karst aquifer.

INTRODUCTION

Context and objectives

Karstic aquifers can be studied using very various methodological approaches. Still, the understanding of their internal dynamic behavior remains very complex to assess as a result of the lack of knowledge about physical and structural information. Reservoir models (conceptual models) have been widely used in karstic hydrology (Bezes 1976; Rimmer and Salingar 2006; Fleury et al. 2007; Jukić and Denić-Jukić 2009; Cormary and Guilobot 2010; Reninger et al. 2014) and applied to different topics, for example focusing on recharge (Geyer et al. 2008; Long 2015), on climate change impact (Hartmann et al. 2012), etc. Amongst many other methods used to study karst systems, wavelets related methods have been applied to investigate information in the signal. Wavelet transform can help to interpret the temporal structures of the response of a karstic basin to rainfall, by separating the fast response (karstic network draining) and a slower response (diffuse infiltration) (Labat et al., 2000a). Among other applications, transport properties and turbidity dynamics in karstic system have been studied with these methods (Massei et al., 2006), and the effect of climate change on karstic systems has also been investigated (Charlier et al., 2015). While those methods are very commonly used, they have seldom been applied conjointly, especially in karst hydrology. Reservoir models have been confronted to neural network with some success (Kong-A-Siou et al., 2014). Wavelet analyses have been coupled with surface reservoir modelling by Salerno (Salerno and Tartari, 2009) but to our knowledge this approach was never used on karstic system.

The main objectives in this study are to: (1) Use those methods conjointly to determine their potential complementarity and the consistency of their results; (2) Investigate how the statistical spectral properties are acquired within the model and how they propagate during the modeling process through the different reservoirs; (3) Discuss possibilities of physical interpretation, based on comparison with observed data.

Studied site and instrumentation

The Norville karst system is located in Normandy (France), near the Seine River and between Rouen and Le Havre (Figure 1). It has been studied extensively (Massei 2001; Dussart-Baptista 2003; Fournier 2006; Duran 2015) and is now part of the national observation network on karstic systems (SNO Karst) of the French National Centre for Scientific Research (CNRS).

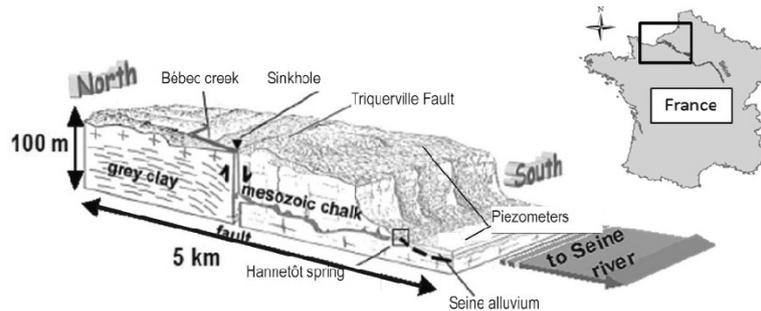


Figure 10 : Norville study site location

The Norville study site is a sinkhole-spring system. Upstream, located on the plateau overlooking the Seine River, the Bébec creek drains a watershed of 10 km², before infiltrating into the ground when reaching the Triquerville fault (Figure 1). North of the fault, the geological formations are mainly cretaceous sands and glauconious chalk, while south of the fault the Senonian chalk is weathered and covered with clay with flints, punctually perforated by swallow holes. The Bébec creek discharge is characterized by an important seasonal variability, from 5 l/s during low flow up to 400 l/s after storms events. Downstream, the perennial Hannetot spring, at the bottom of the chalk cliffs, has been proved to be the resurgence of the Bébec River with multiple tracer tests. This study site is monitored for rainfall collected using a rain gauge located a few hundred meters from the spring (cumulated rainfall converted to hourly rainfall); for discharge at the spring and at the sinkhole (using Doppler flow meters and water level divers coupled with a rating curve), both at a 15 min interval; for conductivity using a CTD diver and for turbidity using a turbidimeter both at a 15 min interval. In this study we use time-series over the period 2013-2015.

METHODS

Reservoir model

In order to perform a rainfall-runoff modelling on the Norville karstic basin, the KARSTMOD model (Jourde et al., 2015; Mazzilli et al., 2017) was chosen because of its modularity and features such as various equations between reservoirs (linear laws, hysteretic behavior, and thresholds flows), sensitivity analysis, uncertainty estimation. KARSTMOD includes four conceptual possible reservoirs, Epikarst (E), Conduits (C), Matrix (M) and "Low" (L). In order to assess the optimal structure of the model, 336 tests (with each of them 10 to 10000 simulations) were carried out with all possible configurations (by activating and deactivating the different reservoirs, by allowing or not different internal fluxes – hysteretic behavior or not), by allowing exponents superior to 1, etc. The range of possible variation of the different parameters was kept wide at first to allow very different dynamics between reservoirs, before getting narrowed down for the parameters who were showing consistency for the best performance simulations. The warm up period was chosen at 1000h (~40 days), the calibration period was chosen as roughly the first hydrological year (1000h to 10000h) and the validation as the second year starting just after the end of the drier months (10001h to 17040h). The objective function was defined as a combined objective function between the NSE and the modified Balance Error BE (Perrin et al., 2001), with respective weights of 0.7 and 0.3. The minimal value for the objective function (WObjmin) for a successful test was set at low values at first (between 0 and 0.3) and when the most efficient configuration emerged, it was gradually risen up to 0.6, while the number of required successful simulations was comprised between 10 and 1000 depending on Wobjmin and the existence of simulations for the different configurations.

Signal analysis and decomposition methods

We used three different signal analysis methods on simulated and observed discharges: classic Fourier Transform spectrum analysis, and two different signal decomposition methods, multiresolution analysis (MRA) using wavelets, and Ensemble Empirical Modal Decomposition (EEMD - but we will not detail this last one here).

In order to study the transmission and modification of the spectral information through the different reservoirs of the conceptual model, Fourier spectra of input and output of the model (rainfall, Bebec discharge and spring discharge) as well as internal discharges were studied. More precisely, we inspected the changes in the scaling exponent β of the power law characterizing the evolution of amplitudes across frequencies, and the cut-off frequencies (indicating changes in the scaling exponent β) in Fourier spectra. The Fourier spectrum of a stochastic signal/process represents the distribution of energy/variance E of the process depending on the frequency ω . Generally, the frequency-energy relationship consists in a power-law behavior such as $E=\omega^{-\beta}$. The β coefficient can give information on the signal; for example with $\beta>0$ for a red noise (stochastic process enhancing low frequencies, like most geophysical signals) or $\beta=0$ is characteristic of a white noise (when the distribution of energy and frequency are independent), and $\beta<0$ is characteristic of a blue noise (stochastic process enhancing high frequencies, like most geophysical signals). A watershed transforms rainfall (that can be considered as a white noise at a daily sampling rate) into discharge (a red noise, smooth signal): the system acts as a buffer and averages the temporal variability. If a system is linear, this can be modelled by a convolution between the input signal (rainfall) and the pulse-response function of this system (the so-called impulse response unit hydrograph of the watershed), resulting in a discharge variability at the outlet. Then the slope (β_{out}) of the spectrum shows the intensity of the smoothing of certain frequencies by the system (in comparison with the slope of the source signal β_{in}). If a system is filtering primarily high over low frequencies, the output Fourier spectrum would show a change in slope with two different β coefficients, β_1 for lower frequencies and β_2 for higher frequencies (negative coefficients with $\beta_2 < \beta_1$ but $|\beta_2| > |\beta_1|$). Higher frequencies showing less power in the Fourier spectrum would show the filtering of those frequencies when passing through the system.

After using the Fourier analysis to study the construction of the spectral signature of the discharge at the spring, decomposition methods were first used to study more precisely how well the model could reproduce all the spectral information contained in the observed data. In a second step, wavelet multiresolution analysis (MRA) was used to separate the signal simulated at the outlet of the system into several high-to-low frequency components. The approach selected was to compare details and combinations of details with internal discharges of the rainfall-runoff model.

RESULTS

Outputs of the reservoir model

The best score of the objective function has been obtained for the configuration presented in Figure 2 with all four reservoirs activated, linear relationships between reservoirs, except out of C to the spring where a power law was possible. The best achieved value of the objective function is 0.75. One specificity of this configuration is the necessity of the implementation of the reservoir L, in order to provide a satisfying efficiency (without it, no Nash-Sutcliffe coefficient superior to 0.46 could be obtained). This reservoir would correspond to the baseflow component of the spring discharge, supplied by the local porous chalk aquifer.

L0 (mm)	E0 (mm)	MO (mm)	CO (mm)	Kloss (mm/h)	Eloss (mm)	kEL (mm/h)	kEC (mm/h)	kEM (mm/h)	kLS (mm/h)	kMS (mm/h)	kMC (mm/h)	kCS (mm/h)	α_{CS}
32921	60	740	438	1.47E-04	184	0.031	6.47E+04	1.54E-04	3.01E-07	1.10E-04	0.062	2.29	8.59

Table 1 – Final parameters of the model for optimal simulation

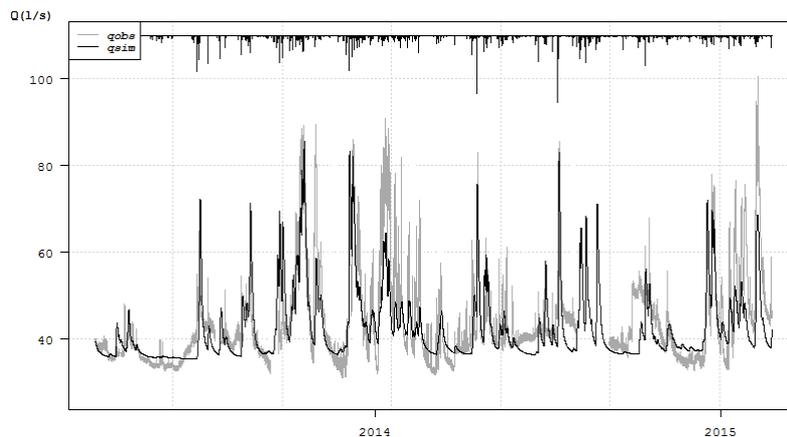


Figure 2: Observed and simulated discharge at the spring

The amplitude of high flows is acceptable on most flood events, even though a bit underestimated on three sets of events. The discharge q_{MC} (not illustrated here) is particularly interesting as it represents the exchange between M and C and is alternatively positive and negative. In this configuration : (i) reservoir L produces the baseflow; (ii) reservoir C receives direct input from the Bebec creek (via negative pumping in C) and delayed input through reservoir E and (iii) reservoir M enables to simulate correctly the multi-dynamics observed in the data through a complex exchange flow.

Comparison with measured data at event scale

Once the internal components of the model singled out, the next question was to assess if the temporal variability of these components could be representative of real flow dynamics within the karst system, or if they were just meaningless variables within the model (fitting variables). The exchange between reservoirs M (matrix) and C (conduits) q_{MC} was divided in its positive and negative components (discharges q_{MC+} and q_{MC-}). These two discharges were compared to natural tracers such as: conductivity and turbidity variations (measured at the spring), especially during extreme events, where this inversion of the direction of flow was occurring (the default behavior being a flow from M to C, with punctual inversion from C to M in high flows conditions). We illustrate it here on one event, but similar observations were made on other major events. On Figure 3 (January 2015), the conductivity shows several quick drops (consistent with spring discharge and rainfall events). Simultaneously q_{MC-} is peaking and q_{MC+} goes to zero, that is to say an inversion of the flow between M and C occurs. After the peaks, the conductivity and the discharge q_{MC+} are showing similar variations (they rise in the absence of rainfall events and drops in case of rainfall events). The intercorrelation between conductivity and q_{MC+} on the whole event is 0.62 with a 14 hours lag. Similar patterns were observed with turbidity, and the height in L reservoir was compared to the piezometry in the chalk aquifer to check consistency of observed trend (not presented here).

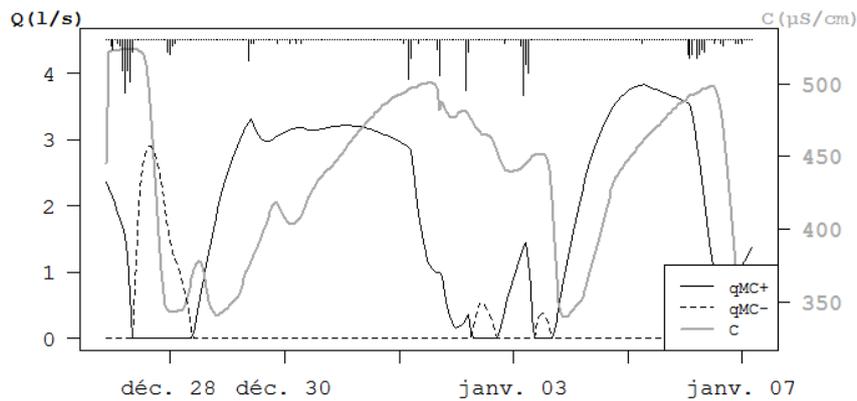


Figure 3 – Comparison between simulated exchange flow between M and C and conductivity data

A possible interpretation of those observations is that at an event scale, the conceptual model is partially able to reproduce the internal functioning of the karst system, as internal discharges are well correlated to natural tracers. It leads to the following interpretation: during major events, the karstic conduit cannot transfer all incoming discharge and the pressure level rises. Usually the conduit is draining the connected chalk aquifer. When the discharge within the conduit increases, a threshold effect appears, and the conduit starts to feed the fissured matrix nearby or upper paleo-conduits systems (connected punctually). In this high flow conditions, turbidity peaks can occur and electrical conductivity drops. When the discharge within the karstic conduit decreases, the conduit network goes back to draining the matrix (and the conductivity rises slowly). Field observations at the sinkhole possibly concur with this interpretation with a saturation effect: above 50 to 70 l/s, the sinkhole cannot absorb entirely the creek flow and starts filling up.

Propagation of signal through the model

The evolution of β coefficient through the different reservoirs is illustrated on Figure 4. On the right part of this figure, a graph sums up the changes in β coefficients ("Fourier spectrum slope") through all reservoirs, from the input signals (rainfall and sinkhole discharges) to the final output signal (simulated discharge at the spring). It can be seen that β_1 (slope in the low frequencies part of the spectrum) and β_2 (idem in high frequencies) coefficients are affected differently across the model. Going through the model, the rainfall is an input into reservoir E, which modifies it into q_{EC} , discharge out of E. It can be seen on Figure 4 that E has a major impact on both β coefficients (compared to rainfall): reservoir E plays an important part in the acquisition of spectral characteristics of the output signal. The second input signal is the discharge of the Bebec creek, entering the sinkhole. This discharge does not cross reservoir E but enters directly reservoir C in the model; this part of the signal is filtered only through reservoir C. The output of L shows just one slope. At last, the M reservoir has a complex role as it interacts with C reservoir as well as E reservoir. The negative slopes for low frequencies (β_1 coefficients) are more pronounced, but the major effect is on high frequencies (β_2 coefficients), with much higher slopes than output from E: that can be interpreted as a prevalent filtering of the high frequencies occurring in reservoir M. The rise of negative slope in low frequencies (β_1) shows a linear tendency from rainfall to reservoir M when excluding the complex q_{MC} discharge (the reversing flow behavior between M and C impacts the β coefficients, as the input from the Bebec river $-q_{pump}$ partially and punctually feeds reservoir M, and contains higher frequencies). Eventually, output signal q_{CS} and q_{sim} are presenting the same slope rupture (and almost the same β coefficients). These observations illustrate the acquisition of the spectral characteristics of the simulated signal at the spring, related to the filtering through the reservoirs, showing the impact of E and M on high and intermediate frequencies.

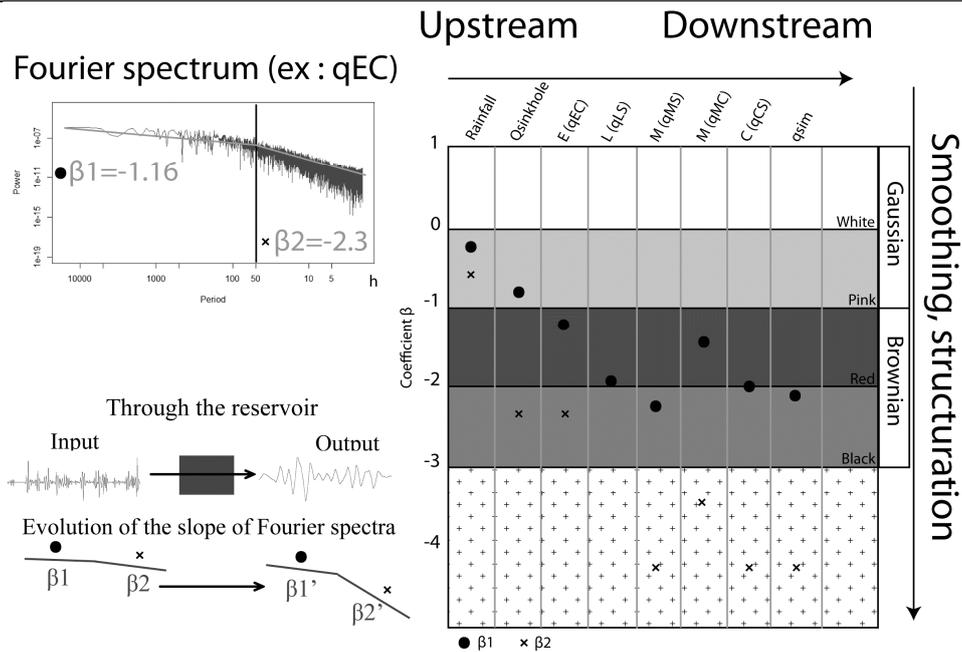


Figure 4 – Filtering through the model (change of slope in Fourier spectra)

Comparison of Signal's components with internal discharges of the model

The wavelet details of the multiresolution analysis of the simulated discharge were compared to the wavelet details of the observed discharge at the spring. Correlations coefficients were good to very good for intermediate and low frequencies (correlation from 0.5 to 0.94 for period > 40 h i.e. frequency < 0.025 Hz). Very high frequencies were not very correlated (0.35), but could be affected by noise due to probe itself, and also impacted by the fact that the model underestimate peak flows in several occasions (early 2014 for example). Taking into account the performance of the model (Nash-Sutcliffe efficiency coefficient of 0.75), the correlation between the details is satisfying and would rise with an improvement of the simulation. In conclusion, it can be inferred that the conceptual model is mostly satisfyingly reproducing the spectral information within the signal, at the exception of very high frequency that may not have meaningful information but noise.

We then wanted to compare details or combinations of details of the simulated discharge with the internal discharges from the model, to assess if the possible internal dynamics detected in the model could also be highlighted by spectral components. Every combination of possible wavelet details sum (from multiresolution decomposition of the simulated discharge qsim) was compared to each internal discharge from KARSTMOD best simulation (details noted D1 to D12). The optimal ones were consecutive sum of details (and smooth) starting from different details depending on the internal discharge it was compared to: detail 5 for discharge out of E (T=54h) and detail 7 for discharges out of M (T=200h). This comparison between the optimal sum of details and the internal discharge is illustrated in Figure 5 with discharge out of reservoir E (qEC).

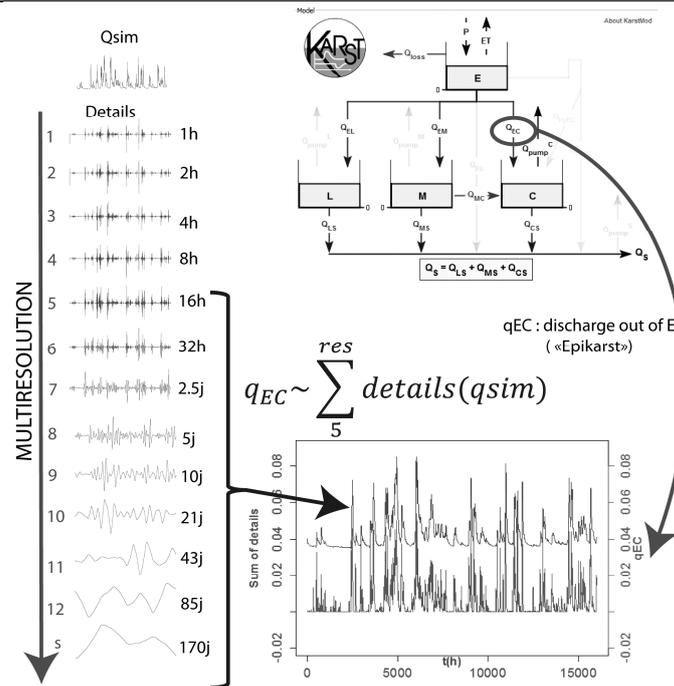


Figure 5 – Sum of wavelet détails and correspondance with internal fluxes of the conceptual model: low-frequency details (> 16h) correspond well to flux from the epikarst to the conduit network.

The internal discharges of the reservoirs model are well correlated to the sums of details of the multi-resolution analysis (above 0.73 to 1 for all discharges except qMC- and qLS). The optimal signals are sums of consecutive frequencies and the separation is clear depending on the internal discharge considered: the discharge out of E exclude the highest frequencies, when the discharge out of M also excludes intermediate frequencies. This is consistent with the position of the reservoirs and their supposed hydrogeologic behavior. It can also be observed that the cut-off period in this combination of consecutive details compared to qEC correspond to a change of slope in the Fourier spectrum (Figure 6).

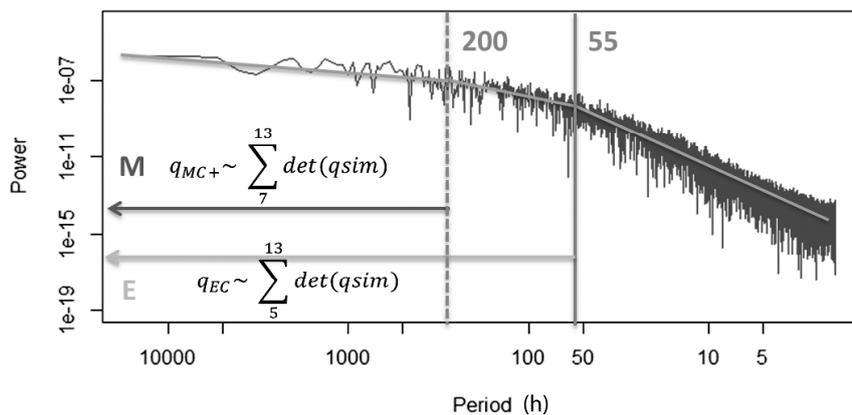


Figure 6 – Figure legends in this format below the figure

CONCLUSION

The results show that the internal discharges of the conceptual model present some interesting correlations with observed times series at the spring (conductivity, turbidity and piezometry), suggesting that the model is partly able to reproduce some internal dynamics taking place within the karstic system. In parallel, the spring discharge was studied through signal analysis and decomposition methods. The sum of consecutive details from the cut-off frequency of the Fourier spectrum up to the smooth is highly correlated to the internal discharges out of the reservoir E (and less clearly M) from the conceptual model. The way the input signal (rainfall) is gaining its spectral characteristics has been studied in detail with the modification of the slope of Fourier spectra (β coefficients) through the model: this highlighted the importance of reservoirs E (Epikarst) and M (Matrix) in the filtering of specific frequencies to obtain the final spring discharge signal. On the specific studied karstic system, this new combined approach confirmed or widened the interpretations about its hydrological behavior. First, the modular conceptual model highlighted the need for four different reservoirs, adding a slow responding reservoir L to the pre-existing ones (E, M and C). This can be put in perspective with the particularity of Normandy aquifers, with a transmissive porous chalk aquifer combined with karstified systems. This approach also revealed an alternate flow between reservoirs M and C, illustrating the dominant draining of M by C, and occasional overloads of the reservoir C than would lead to flow feeding the surrounding well connected matrix, or paleo-conduits.

References

- Bezes C (1976) Contribution à la modélisation des systèmes aquifères karstiques | établissement du modèle Bémer. Son application à quatre systèmes karstiques du Midi de la France (French).
- Cormary Y, Guilobot A (2010) Ajustement et réglage des modèles déterministes méthode de calage des paramètres. *La Houille Blanche* 1971:131.
- Duran L (2015) Approches physique, statistique et conceptuelle du fonctionnement hydrologique d'un karst sous couverture (Physical, statistical and conceptual approaches of the hydrologic functioning of covered karstic systems). Université de Rouen, France
- Dussart-Baptista L (2003) Transport des particules en suspension et des bactéries associées dans l'aquifère crayeux karstique haut-normand. Rouen
- Fleury P, Plagnes V, Bakalowicz M (2007) Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model: Application to Fontaine de Vaucluse (South of France). *J Hydrol* 345:38–49. doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.07.014
- Fournier M (2006) Identification des modalités de transport et de la vulnérabilité du karst de la craie: application de nouveaux outils statistiques d'analyse des données au système du Hannetot (Seine-Maritime, France). Université de Rouen
- Geyer T, Birk S, Liedl R, Sauter M (2008) Quantification of temporal distribution of recharge in karst systems from spring hydrographs. *J Hydrol* 348:452–463. doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.10.015
- Hartmann A, Lange J, Vivó Aguado À, et al (2012) A multi-model approach for improved simulations of future water availability at a large Eastern Mediterranean karst spring. *J Hydrol* 468–469:130–138. doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.08.024
- Jukić D, Denić-Jukić V (2009) Groundwater balance estimation in karst by using a conceptual rainfall-runoff model. *J Hydrol* 373:302–315. doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.04.035
- Long AJ (2015) RRAWFLOW: Rainfall-response aquifer and Watershed Flow Model (v1.15). *Geosci Model Dev* 8:865–880. doi: 10.5194/gmd-8-865-2015

Massei N (2001) Transport de particules en suspension dans l'aquifère crayeux karstique et à l'interface craie/alluvions. 189.

Reninger P -a., Martelet G, Lasseur E, et al (2014) Geological environment of karst within chalk using airborne time domain electromagnetic data cross-interpreted with boreholes. J Appl Geophys 106:173–186. doi: 10.1016/j.jappgeo.2014.04.020

Rimmer A, Salingar Y (2006) Modelling precipitation-streamflow processes in karst basin: The case of the Jordan River sources, Israel. J Hydrol 331:524–542. doi: 10.1016/j.jhydrol.2006.06.003

Mécanismes d'écoulement dans la craie non saturée : approche expérimentale et modélisation à l'échelle du bassin de l'Hallue

Amraoui N.⁽¹⁾, Thiéry D.⁽¹⁾, Arnaud L.⁽¹⁾

(1) BRGM, Direction Eau, Environnement et Ecotechnologies – Unité Gestion de la Ressource en eau

n.amraoui@brgm.fr, d.Thiery@brgm.fr, l.arnaud@brgm.fr

MOTS CLES : ZNS crayeuse, double porosité et perméabilité, processus d'écoulement

RESUME

Les aquifères crayeux sont décrits comme des systèmes complexes dans lesquels l'écoulement de l'eau se fait à travers la matrice crayeuse et à travers les fractures qui séparent les blocs de craie (Haria et al., 2003). Dans le but d'améliorer la compréhension des processus d'écoulement dans la zone non saturée (ZNS) crayeuse et étudier son rôle dans la genèse des crues de nappe, le site expérimental de Warloy-Baillon (bassin de l'Hallue) a été mis en place en 2005 dans le cadre du projet Franco-Britannique Flood1. Ce site est équipé de 22 tensiomètres positionnés depuis la surface jusqu'à la surface libre de la nappe pour le suivi de la pression négative de l'eau dans la ZNS, la teneur en eau est suivie au moyen de 16 capteurs placés sur les 8 premiers mètres de la ZNS. Le niveau de la nappe phréatique et les précipitations sont également surveillés au droit du site. L'analyse conjointe de l'évolution des variables de la ZNS à différentes profondeurs et du niveau piézométrique suggère une dominance du processus d'écoulement matriciel sous un régime de précipitations normales, néanmoins dans des conditions de précipitations abondantes et sous certaines conditions de pression et de teneur en eau dans la ZNS, l'écoulement se fait à travers à la fois de la matrice et des fissures, engendrant une remontée relativement rapide du niveau de la nappe. Des simulations préliminaires à l'échelle du bassin de l'Hallue visant à modéliser la crue de 2001 en utilisant les flux de recharge calculés à la base de la zone non saturée avec un schéma de calcul double porosité/double perméabilité (Thiéry et al., 2018) montrent que la prise en compte de ces processus permet de mieux reproduire les remontées rapides du niveau de la nappe et du débit du cours d'eau observés en 2001 comparativement à un schéma de calcul de recharge classique.

INTRODUCTION

Le bassin de la Somme (nord de la France) a connu au printemps 2001 des inondations particulières par leur ampleur, leur origine (crue induite par la remontée du niveau de la nappe phréatique), et par leur durée, plus de deux mois. Le sud du Royaume Uni a connu des inondations similaires au cours de l'hiver 2000/2001 et des inondations majeures en 2003 et 2007 avec une importante composante des eaux souterraines.

Les travaux de modélisation régionale entrepris sur le bassin de la Somme ont permis de quantifier la contribution des eaux souterraines à la crue de 2001, soit environ 80% du débit de la Somme à la station d'Abbeville (Amraoui et al., 2002). Une succession de plusieurs années humides, des précipitations exceptionnelles de l'hiver et du printemps 2000/2001 et une « quasi saturation » de la zone non saturée seraient à l'origine de cette crue (Pinault et al., 2005).

L'amélioration de la connaissance des processus d'écoulement régissant la dynamique de recharge des aquifères crayeux, en particulier en hautes eaux, permettrait de mieux comprendre et anticiper le risque d'inondation par remontée de nappe. Dans cette perspective, un site expérimental a été installé dans le bassin de l'Hallue et équipé pour le suivi des zones saturée et non saturée de la Craie. L'objectif est d'améliorer la compréhension des mécanismes d'écoulement dans la zone non saturée de la craie fracturée et de développer des méthodes et outils pour la prévision du risque d'inondation en milieu crayeux.

Cet article se focalise sur l'étude des processus d'écoulement dans la craie non saturée en se basant sur les données acquises sur le site expérimental de Warloy-Bailion. Par ailleurs, des simulations préliminaires à l'échelle du bassin de l'Hallue visant à modéliser la crue de 2001 en utilisant les flux de recharge calculés à la base de la zone non saturée ont été réalisés. L'objectif est d'évaluer l'apport de la prise en compte d'une dynamique de recharge basée sur les processus régissant l'écoulement dans la zone non saturée dans la restitution par le modèle de la dynamique de la nappe et de la crue historique de 2001.

Bassin de l'Hallue et site expérimental de Warloy-Bailion

Situé au nord de la France, en rive droite de la rivière Somme, le bassin de l'Hallue couvre une superficie de 219 km² dont 56 % de plateaux et 34% de vallées (Figure 1). L'aquifère est constitué par les formations perméables de craie du Turonien supérieur et du Sénonien, qui sont recouvertes de plusieurs mètres de limons quaternaires sur le plateau et d'alluvions dans la vallée. La craie non-saturée atteint 30 à 50 m d'épaisseur sur le plateau. La nappe de la craie est drainée par la rivière Hallue en basses eaux et en hautes eaux.

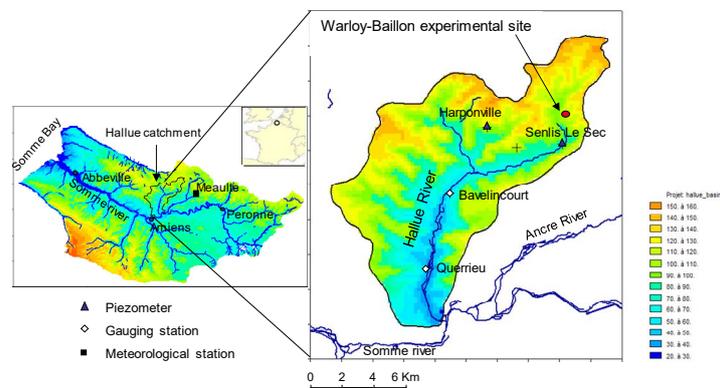


Figure 1 : Localisation du bassin de l'Hallue et du site de Warloy-Bailion

Dans ce bassin, le site expérimental de Warloy-Baillon a été mis en place et équipé en 2005 dans le cadre du projet INTERREG IIIA Flood1 (2004-2008), pour le suivi de la zone saturée et de la zone non saturée de la craie. Ce site est équipé de deux piézomètres (P1 et P4) situés à 70 m l'un de l'autre dans la direction générale de l'écoulement. Le dispositif installé pour le suivi de la zone non saturée (Figure 2) est assuré par :

- une sonde « EnviroSmart » équipée de 16 capteurs d'humidité pour suivre la teneur en eau à différentes profondeurs de la craie (jusqu'à 8 m de profondeur) ;
- deux sondes « ThétaProbe » installées dans le sol et dans la craie contrôlent les mesures fournies par la Sonde EnviroSmart ;
- dix tensiomètres superficiels sont installés pour suivre la succion (ou pression négative de l'eau) et la température de l'eau dans la zone non saturée sur 8 m de profondeur ;
- dix « Jacking-Tensiometers » (Wellings, 1984 – Cooper), développés et adaptés par nos partenaires anglais, installés dans un forage (P6). Ils permettent de suivre la succion entre 10 m et 26 m de profondeur (la surface libre de la nappe en basses eaux se situe en moyenne à 27 m de profondeur).

Le site est également équipé d'un pluviomètre et de capteurs de température de l'air et d'humidité relative pour suivre les conditions de surface. Deux centrales d'acquisition, installées dans un abri, permettent de collecter en continu les données des différentes variables suivies. Une description détaillée du site et des instruments de mesure figure dans le rapport relatif à l'instrumentation du site expérimental (Amraoui et al., 2008). Deux essais de forte infiltration artificielle ont été réalisés en mai 2007 et en avril 2008 pour simuler les conditions d'inondation.

Le suivi des variables (niveau piézométrique, teneur en eau, pression négative de l'eau ...) de la zone saturée et non saturée (ZNS) a permis d'une part de mieux comprendre les processus d'écoulement dans la craie non saturée et d'autre part d'établir expérimentalement les relations entre la pression négative de l'eau et la teneur en eau de la ZNS et entre la perméabilité et la teneur en eau. Ces deux lois caractéristiques intègrent l'augmentation de la perméabilité à l'approche de la saturation et l'augmentation de porosité disponible résultant des fractures. Ces relations ont servi pour modéliser en 1D vertical (colonne de craie non saturée) les conditions très humides au cours desquelles les écoulements par les fractures prédominent (Thiéry et al. 2018).

Les lois de perméabilité obtenues à différentes profondeurs montrent que la perméabilité obtenue augmente brutalement dès que la pression négative dépasse -5kPa engendrant un écoulement rapide dans la ZNS (Thiéry et al. 2018).

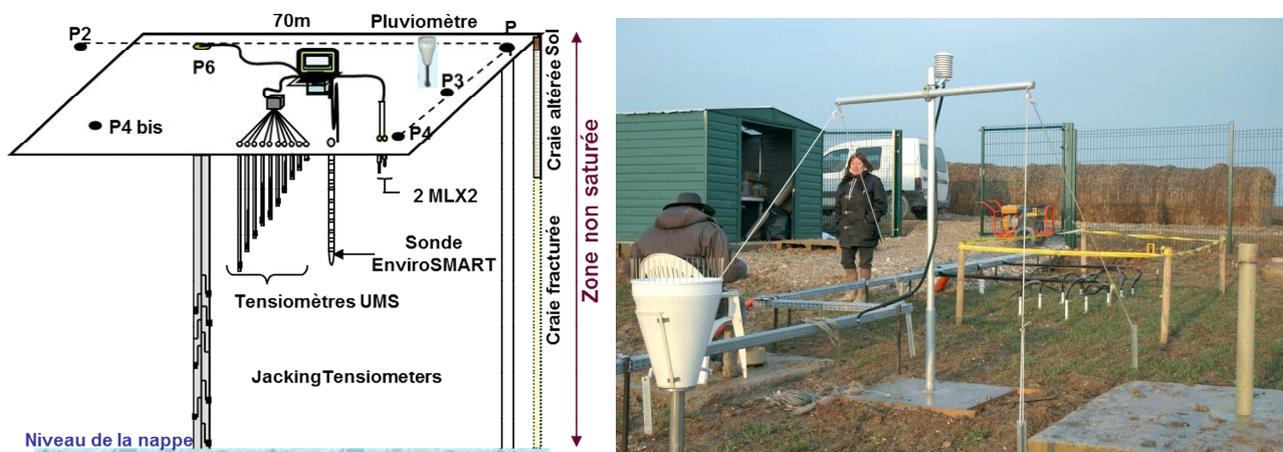


Figure 2 : Schéma du dispositif expérimental installé (gauche) et photo du site expérimental de Warloy-Baillon (droite)

PROCESSUS D'ÉCOULEMENT DANS LA CRAIE NON SATURÉE AU DROIT DU SITE EXPERIMENTAL

La craie est décrite comme un système à double porosité et perméabilité où l'écoulement de l'eau peut se produire à la fois dans la matrice de craie et à travers les fractures entre les blocs de craie (Price et al., 1993). Plusieurs travaux de recherche ont été menés ces dernières décennies, pour mieux comprendre les processus physiques contrôlant le mouvement de l'eau et du soluté à travers la zone non saturée de la craie et proposer des schémas d'écoulement et de transport décrivant ce milieu (Price et al., 2000 ; Haria et al., 2003 ; Mathias et al., 2006 ; Ireson et al., 2006, Brouyère et al. 2004, Amraoui et al., 2008b, Thiéry et al., 2018).

Les processus d'écoulement dans la craie non saturée de Warloy-Bailion ont été analysés en considérant l'évolution du potentiel matriciel dans la craie (pression négative de l'eau dans la craie insaturée) et la réponse de la nappe phréatique. Deux périodes ont ainsi été sélectionnées : une première pour laquelle une faible remontée de nappe a été observée (2005/2006), et une seconde pour laquelle une remontée relativement rapide du niveau de la nappe a été enregistrée en décembre 2007 (Figure 3).

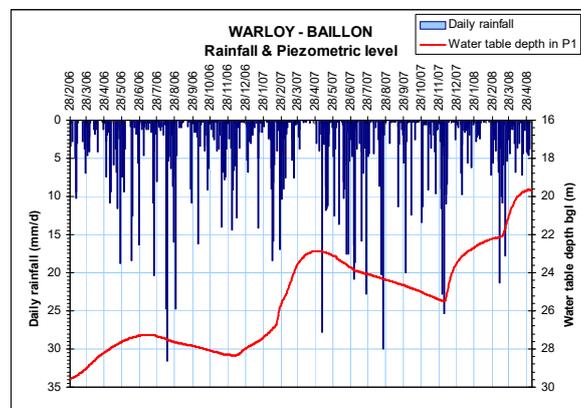


Figure 3 : Evolution du niveau de la nappe au droit du site de Warloy-Bailion entre 2006 et 2008

Au regard de l'évolution du niveau piézométrique mesuré en 2006, l'amplitude de la remontée du niveau de la nappe est de 2 m entre décembre 2005 et juin 2006 traduisant une cinétique d'écoulement très lente. L'analyse des profils de potentiel matriciel sur cette période (Figure 4) montre d'abord une augmentation du potentiel matriciel sur toute la profondeur de la craie traduisant une augmentation progressive du degré de saturation du milieu. Le potentiel matriciel atteint son maximum en mars 2006 sans pour autant dépasser la pression critique de -5 kPa à partir de laquelle un écoulement dans les fissures pourrait être généré (Welling, 1984); des valeurs de cet ordre ne sont atteintes qu'à 26.5 m de profondeur, proche de la nappe. A partir de fin mars, le drainage progressif de la zone non saturée commence à s'opérer. Le flux de drainage continue à alimenter la nappe qui poursuit sa remontée jusqu'à fin juin 2006. Pour la période 2005/2006 (conditions normales de précipitation), l'écoulement s'est fait principalement à travers la matrice de la craie générant une dynamique lente de la nappe.

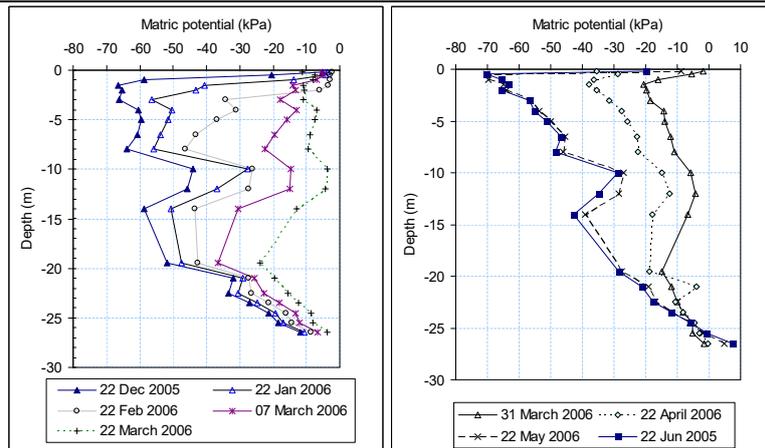


Figure 4 : Profils de potentiel matriciel de la zone non saturée crayeuse sur la période décembre 2005-juin 2006

Nous avons également analysé les profils de potentiel matriciel mesurés entre décembre 2007 et février 2008, période durant laquelle une remontée relativement rapide de la nappe a été enregistrée (Figure 3). Comme le montre la Figure 5, le potentiel matriciel sur toute l'épaisseur de la zone non saturée augmente assez rapidement entre le 30 novembre et le 15 décembre suite à un épisode pluvieux intense (111 mm enregistrés entre le 1^{er} décembre et le 12 décembre). Le profil de potentiel matriciel enregistré le 14 décembre montre des valeurs inférieures à -5 kPa le long de la zone non saturée favorisant ainsi des conditions d'écoulement dans les fissures. Le potentiel matriciel reste élevé (inférieur à -15 kPa) jusqu'à fin janvier 2008 avant que le processus de drainage ne débute en février 2008. La réaction de la nappe sur cette période est en phase avec le potentiel matriciel et montre une remontée du niveau relativement rapide en décembre 2007, soit 2 m en 1 mois alors que la hausse du niveau sur cette période est de 3.2 m en trois mois.

Ceci montre que dans des conditions de pression matricielle initialement élevée, un épisode de précipitation intense peut générer des conditions favorables à l'écoulement dans les fissures engendrant ainsi une remontée plus rapide du niveau de la nappe.

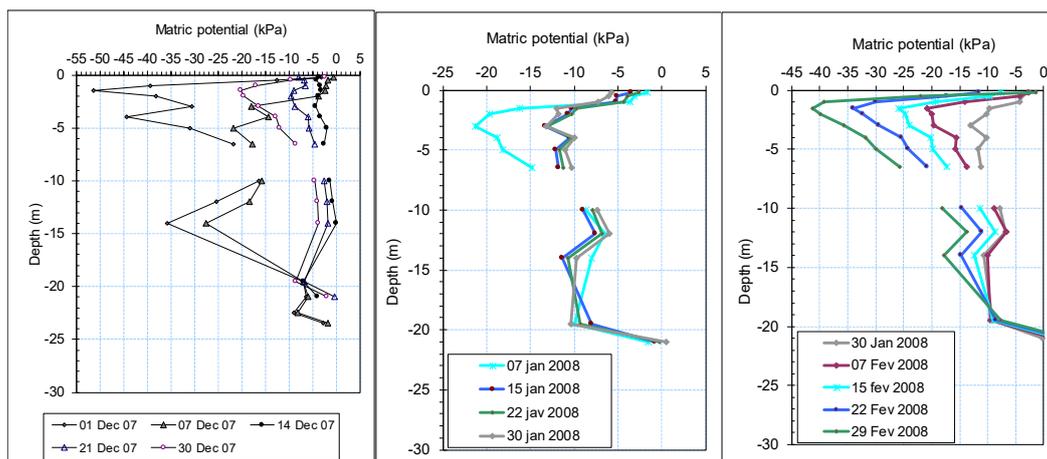


Figure 5 : Profils de potentiel matriciel de la zone non saturée crayeuse sur la période décembre 2007-février 2008

MODELISATION HYDRODYNAMIQUE A L'ECHELLE DU BASSIN DE L'HALLUE PRENANT EN COMPTE L'ECOULEMENT DANS LA ZONE NON SATUREE

Afin d'évaluer l'apport de la prise en compte des processus d'écoulement dans la zone non saturée dans l'amélioration de la dynamique de la nappe et des cours d'eau simulés par une modélisation hydrodynamique à l'échelle du bassin de l'Hallue, nous avons exploité les résultats de deux modèles développés dans la cadre du projet Flood 1 :

- 1- Un modèle 1D vertical simulant les écoulements à travers la zone non saturée au droit du site expérimental sur une profondeur de 27 m. Ce modèle, réalisé avec le code MARTHE adapté pour prendre en compte les écoulements dans un milieu à double porosité et double perméabilité (Thiéry et al., 2018), se base sur les lois caractéristiques décrivant l'écoulement dans la craie non saturée, déterminées expérimentalement sur le site de Warloy-Baillon. Il a permis de calculer les flux d'eau à différentes profondeurs de la zone sur la période 1988-2011 (Figure 6).
- 2- Un modèle hydrodynamique bicouche du bassin de l'Hallue (Hamm et al., 2008) développé avec le code de calcul MARTHE pour simuler l'écoulement dans la nappe de la craie en interaction avec l'Hallue et ses affluents. Ce modèle simule l'évolution du niveau de la nappe et le débit de l'Hallue sur la période 1989-2006. Dans cette version du modèle, la recharge de la nappe ainsi que le ruissellement sont calculés à l'aide du modèle global GARDENIA qui utilise une approche classique basée sur la pluie, l'ETR, la réserve utile du sol et un temps de percolation.

La démarche consiste à intégrer dans le modèle de nappe du bassin de l'Hallue les flux calculés par le modèle 1D à différentes profondeurs de craie fracturée non saturée, prenant en compte les processus d'écoulements dans la zone non saturée. La Figure 7 montre le schéma adopté.

Hypothèses de travail

Dans cette modélisation, on considère i) qu'à l'échelle du bassin de l'Hallue, la craie non saturée est assez homogène et peut être représentée par les lois d'écoulement (loi de rétention et loi de perméabilité) établies pour le site de Warloy-Baillon ; ii) qu'il n'y a pas de variabilité spatiale des flux de recharge, la seule variabilité des flux se faisant en fonction de la profondeur de la ZNS et iii) que le ruissellement est négligeable.

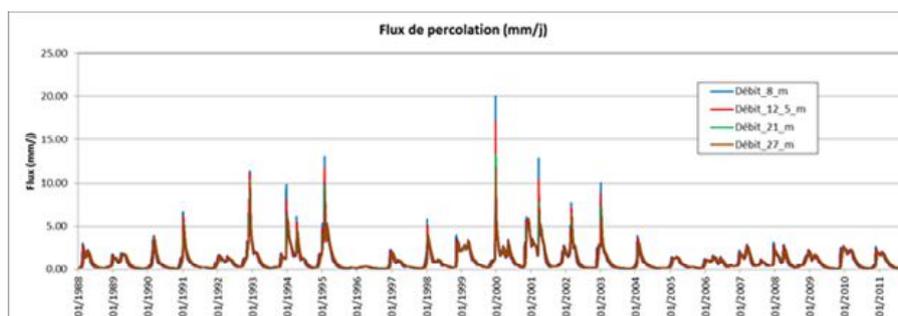


Figure 11 : Flux de percolation calculé à la base de la colonne de craie non saturée à différentes profondeurs

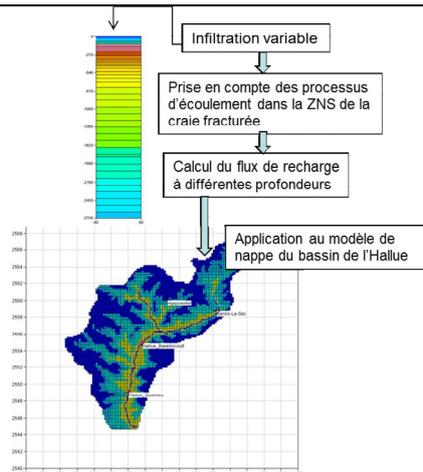


Figure 7 : Schéma décrivant la prise en compte dans le modèle de l'Hallue de l'écoulement à travers la zone non saturée de la craie

Flux de recharge issus du modèle 1D et premières simulations réalisées

Dans la simulation en colonne 1D, l'eau s'infiltré verticalement à travers la zone non saturée de la craie, le ruissellement hypodermique est nul. En outre, le ruissellement superficiel est négligé.

Ces hypothèses sont très contraignantes à l'échelle du bassin de l'Hallue, dans les zones de forte pente ou sur les plateaux où l'épaisseur des limons peut atteindre 10 m. Les flux de recharge issus du modèle 1D sont surestimés du fait que les ruissellements superficiel et hypodermique sont négligés dans l'approche 1D. À cela s'ajoute le fait que les précipitations sont plus importantes au nord qu'au sud du bassin.

Les premières simulations réalisées en appliquant directement à l'ensemble du bassin les flux à la base de la zone non saturée calculés par le modèle 1D fournissent un débit calculé à la station Bavelincourt supérieur à celui observé. Un coefficient correcteur sur le flux de recharge a été appliqué. Les meilleurs résultats sont obtenus avec un coefficient de 0.6 sur les valeurs des flux de recharge.

Les simulations ont été réalisées au pas de temps journalier sur la période 1989 – 2006, sans modification des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère de la craie (perméabilité et coefficient d'emmagasinement) du modèle initial. Les niveaux de la nappe à Senlis-le-Sec et à Harponville, ainsi que le débit de l'Hallue à Bavelincourt, sont calculés et comparés aux données d'observation sur cette période.

Résultats

La dynamique de la nappe est bien restituée par le modèle utilisant les flux de recharge issus du modèle 1D prenant en compte les processus d'écoulement dans la zone non saturée au droit du piézomètre de Senlis Le sec (Figure 8) comparativement au modèle de base utilisant une recharge calculée par approche classique GARDENIA. Les réactions rapides du niveau de la nappe, observées pendant la crue de 1995 et celle de 2001, sont mieux reproduites en termes d'amplitude et de déphasage.

Concernant le débit de l'Hallue à Bavelincourt, en période de crue, les montées rapides du débit de l'Hallue simulées par le modèle prenant en compte l'écoulement dans la zone non saturée sont en phase avec celles observées (Figure 9), le temps de réaction apparaît mieux simulé qu'avec le modèle de base et bien visible sur les pics historiques de 1995 et 2001. Néanmoins, l'amplitude des crues de 1994 et de 2002 est sous-estimée à cause des hypothèses utilisées et notamment celle sur le ruissellement.

Bien qu'elle soit simplifiée, l'approche proposée a permis de montrer l'intérêt de la prise en compte des processus d'écoulement dans la zone non saturée pour simuler la dynamique de la nappe en période de très hautes eaux.

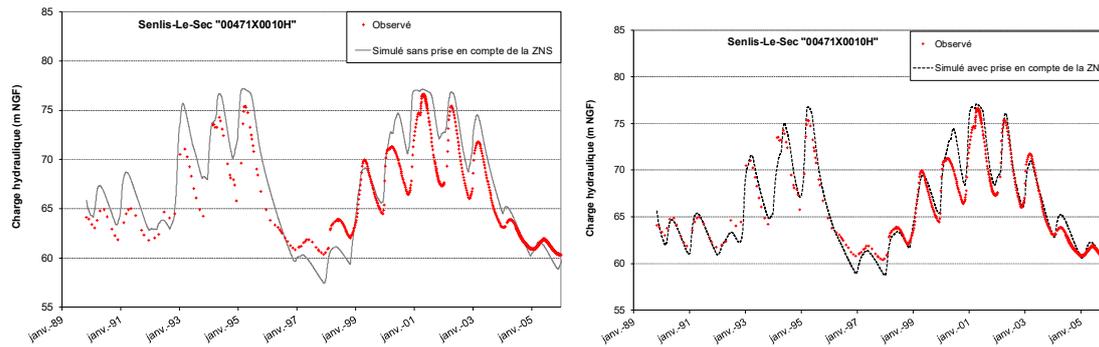


Figure 8 : Simulation du niveau de la nappe à Senlis-le-Sec, à gauche recharge issue du schéma GARDENIA, à droite flux de recharge calculé avec prise en compte de l'écoulement dans la zone non saturée de la craie

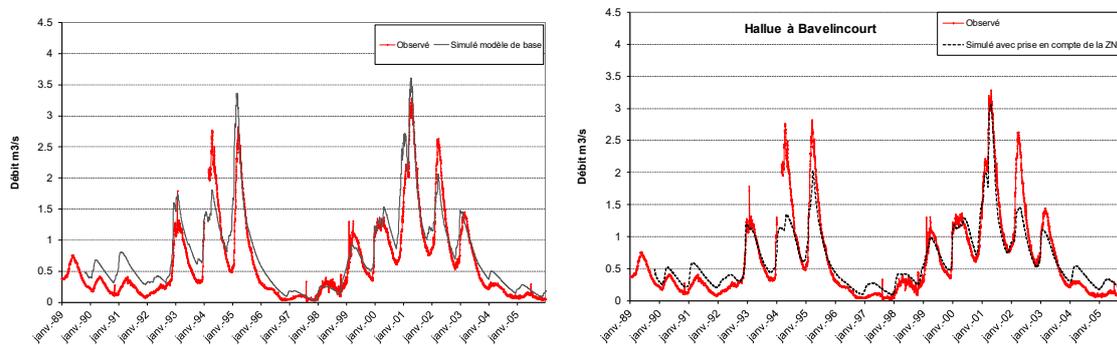


Figure 9 : Simulation du débit de l'Hallue à Bavelincourt, avec et sans prise en compte de l'écoulement à travers la zone non saturée dans le calcul de la recharge

CONCLUSION

Les données acquises sur le site expérimental de Warloy-Baillon ont permis d'analyser les processus régissant l'écoulement dans la zone non saturée de la craie en lien avec la dynamique de la nappe. L'analyse des profils de pression matriciel sur deux périodes contrastées en termes de dynamique de réaction de la nappe montre que dans des conditions de précipitations normales, l'écoulement se fait principalement à travers la matrice crayeuse générant une dynamique lente de la nappe. Par ailleurs, l'écoulement se fait conjointement dans la matrice crayeuse et dans les fissures quand les conditions de saturation de la matrice crayeuse sont favorables et lors d'évènements pluvieux intenses et de longue durée engendrant ainsi une remontée relativement rapide du niveau de la nappe.

A noter que durant toute la période de suivi, les conditions climatiques n'ont pas permis de disposer de données pour les très hautes eaux. Il est donc important de poursuivre l'effort d'acquisition des données sur le site pour disposer de chroniques de longue durée, pour consolider les connaissances, alimenter les modèles et valider les développements sur ces aspects.

Les simulations préliminaires à l'échelle du bassin de l'Hallue, utilisant une approche combinant les flux de recharge à la base de la zone non saturée calculés par un modèle 1D vertical sur la période 1990-2006 et le modèle hydrodynamique bicouche simulant l'écoulement dans la nappe et dans le cours d'eau sur cette période, montrent que :

La dynamique de l'évolution de la nappe en période de hautes eaux est mieux simulée comparativement au modèle de base utilisant un schéma classique de calcul de recharge, les réactions rapides du niveau de la nappe, observées pendant la crue de 1995 et celle de 2001 sont mieux reproduites sans déphasage par rapport aux observations.

Pour le débit de l'Hallue, la dynamique de montée rapide du débit est bien restituée sans déphasage, néanmoins l'amplitude des crues de 1995 et de 2002 sont sous-estimées car le modèle ne prend pas en compte le ruissellement.

Bien que sujette à des hypothèses contraignantes, cette approche de modélisation a permis de montrer l'intérêt de prendre en compte les processus d'écoulement dans la zone non saturée pour simuler la dynamique de la nappe en période de très hautes eaux.

Remerciements

Ces résultats ont été obtenus dans le cadre du projet INTERREG III-A FLOOD1, un projet conjoint entre le BRGM, l'Université de Brighton (Royaume-Uni) et le British Geological Survey, et des actions d'Appui au SCHAPI (Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations).

Les partenaires financiers de ces projets sont les fonds FEDER, la DIREN Picardie, le Conseil Régional de Picardie, le Conseil Général de la Somme et la DGPR pour l'Appui au SCHAPI.

Références bibliographiques

Amraoui N., Golaz C., Mardhel V., Negrel P., Petit V., Pinault J.L., Pointet T. (2002) - Simulation par modèle des hautes eaux de la Somme. Rapport BRGM/RP-51827-FR, 184 p., 83 fig., 11 tabl., 5 ann.

Amraoui N., Noyer M.L., Wuilleumier A., Chrétien P., Feret M.J. avec la collaboration de Bertrand L., Poinclou C. (2008a) – Projet INTERREG III A FLOOD1 : Rôle des eaux souterraines dans le déclenchement des crues. Instrumentation et suivi du site expérimental de la Somme, caractérisation hydrodynamique de la craie. BRGM/RP – 56632-FR, 121p., 28 fig., 2 tabl., 5 ann.

Amraoui, N., Machard de Gramont, H., Robelin, C., Wuilleumier, A., Noyer, M.L., Feret, M.J., (2008b) - Flow process in the unsaturated Chalk of the Hallue Basin (France). First European conference on Unsaturated Soils, July 2008b Durham, UK

Amraoui N., Thiery D., Wuilleumier A. (2011) – Apport du suivi de la zone non saturée de la craie dans l'amélioration de la prévision des crues dans le bassin de l'Hallue. Rapport BRGM/RP 60022-FR.

Haria A.H., Hodnett M.G, Johnson A.C., (2003) - Mechanism of groundwater recharge and pesticide penetration to a Chalk aquifer in southern England.. Journal of Hydrology. 275, 122-137.

Hamm V., Amraoui N., D. Thiéry D. (2008) - Projet INTERREG IIIA, FLOOD1 : Rôle des eaux souterraines dans le déclenchement des crues. Modélisation hydrogéologique du bassin de l'Hallue (Somme). Rapport BRGM/RP-57135-FR, 43 p., 16 fig., 1 tabl., 2 ann.

Brouyère, S., Dassargues, A. Hallet V. (2004). Migration of con-taminants through the unsaturated zone overlying the Hesbaye Chalky aquifer in Belgium: a field investigation. Journal of Contaminant Hydrology. 72 : 135-164.

Ireson, A.M., Wheeler H.S, Bulter A.P., Mathias S.A., Finch J., Cooper J.D. (2006). Hydrological processes in the Chalk un-saturated zone – Insights from an intensive fields monitoring programme. Journal of Hydrology. 330 : 29-43.

Mathias, S.A, Bulter, A.P., Jackson, B.M., Wheeler, H.S., (2006) Modelling flow and transport in the Chalk unsaturated zone. Journal of Hydrology. 330 : 10-28

Pinault, J.L., Amraoui, N., Golaz, C. (2005). Groundwater-induced flooding in macropore-dominated hydrological system in the context of climate changes. Water Resources Research. 41 (N°5)

Price, M. (1993). Groundwater movement in the Chalk aquifer in England. Hydrogéologie 2: 147-150

Price, M., Low R.G. & McCann, C. (2000). Mechanisms of water storage and flow in the unsaturated zone of the Chalk aquifer. Journal of Hydrology. 233: 54-71.

Wellings, S.R. (1984). Recharge of the upper Chalk aquifer at a site in Hampshire England, 1. Water balance and unsaturated flow. *Journal of Hydrology*. 69: 259-273

Thiéry, D., (2015a). Code de calcul MARTHE – Modélisation 3D des écoulements dans les hydrosystèmes - Notice d'utilisation de la version 7.5. Rapport BRGM/RP-64554-FR, 306 p., 150 fig. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-64554-FR.pdf>

Thiéry D., Amraoui N., Noyer, M.L. (2018) - Modelling flow and heat transfer through unsaturated Chalk – Validation with experimental data from the ground surface to the aquifer. *Journal of hydrology, Volume 556C, 2018, pp 660-673*

Modélisation du transfert d'eau et de chaleur à travers la craie non saturée avec un schéma à double porosité - Validation avec des données expérimentales depuis la surface du sol jusqu'à la nappe

Thierry D.⁽¹⁾, Amraoui N.⁽¹⁾

(1) BRGM, F-45060 Orléans, France
d.Thiery@brgm.fr, n.amraoui@brgm.fr

MOTS CLÉS : ZNS crayeuse, Modélisation à double porosité, Transfert de chaleur

RÉSUMÉ

Afin d'améliorer la compréhension des inondations par remontée de nappe dans les bassins versants crayeux observées dans le nord de la France, un site expérimental a été mis en place dans le bassin de Hallue, situé dans le bassin de la Somme (France).

La craie fracturée non saturée recouvrant l'aquifère crayeux a été suivie pour comprendre sa réaction aux événements de pluie longs et abondants lorsqu'elle atteint un état de quasi-saturation. La teneur en eau et la température du sol ont été suivis jusqu'à une profondeur de 8 m, et la pression matricielle jusqu'à la nappe phréatique, à 26 m de profondeur. Le suivi s'est déroulé sur une période de 2,5 ans (en 2006-2008) dans des conditions naturelles et pendant deux périodes de forte infiltration artificielle.

Le code de calcul MARTHE, qui modélise l'écoulement et le transfert de chaleur dans le continuum Zone-non-saturée-Zone saturée, a été adapté pour reproduire avec un schéma à double porosité les périodes de forte saturation observées. Des lois de rétention et de perméabilité composites, intégrant l'augmentation de la perméabilité proche de la saturation et l'augmentation de la porosité disponible résultant des fractures, ont été introduites dans le code. Avec ces lois composites, les teneurs en eau et les pressions mesurées à toutes les profondeurs pendant toute la période sont bien simulées par le modèle, y compris pendant les périodes de forte infiltration artificielle. La température de l'eau dans le sol a également été bien simulée à toutes les profondeurs, ce qui contribue à la validation du modèle. Le modèle a été utilisé pour calculer la recharge de l'aquifère sur une longue période incluant des sécheresses et des hautes eaux. La recharge calculée est réaliste car elle permet de simuler les niveaux piézométriques observés.

INTRODUCTION

Cet article décrit la modélisation des écoulements à travers la craie fracturée non saturée, à partir des données recueillies jusqu'à des profondeurs de 23 m sur le site expérimental de Warloy-Baillon pendant 2,5 ans. Un modèle d'écoulement verticalement discrétisé résolvant l'équation de Richards, avec des lois caractéristiques (pression-saturation et perméabilité-saturation) composites a permis de simuler toutes les données recueillies sur le site expérimental, y compris pendant les expériences d'infiltration artificielle. Les données simulées comprennent la teneur en eau (et la température) dans le sol jusqu'à 8 m de profondeur et la pression jusqu'à la nappe phréatique. L'article décrit également comment les données mesurées ont été utilisées pour établir les lois caractéristiques composites du modèle en intégrant l'augmentation de la perméabilité à l'approche de la saturation et l'augmentation de porosité disponible résultant des fractures. Les fonctions composites permettent en particulier modéliser des conditions très humides pendant lesquelles l'écoulement préférentiel par les fractures est prédominant.

SITE EXPÉRIMENTAL ET DONNÉES DISPONIBLES

Le site expérimental est situé à Warloy-Baillon dans le bassin de l'Hallue (Somme, Nord de la France), à 21 km au nord-est d'Amiens. Dans le bassin de l'Hallue, l'aquifère est constitué par les formations perméables de craie du Turonien supérieur et du Sénonien, qui sont recouvertes de plusieurs mètres de limons quaternaires sur le plateau et d'alluvions dans la vallée. La couche de craie non-saturée atteint 30 à 50 m d'épaisseur sur le plateau. La rivière Hallue draine l'aquifère de la Craie aussi bien en basses eaux qu'en hautes eaux.

Le site a été équipé pour suivre les paramètres contrôlant la recharge dans la craie non-saturée et saturée. La teneur en eau et la température ont été suivies dans le sol et la craie non-saturée entre 0,2 et 8 m de profondeur. La pression a été mesurée depuis la surface jusqu'à la nappe phréatique. Les mesures ont été effectuées pendant la période 2006-2008. Quelques épisodes de recharge naturelle importante ont eu lieu durant cette période. En outre deux expériences de forte infiltration artificielle ont été réalisées en mai 2007 et en avril 2008 pour simuler les conditions d'inondation (Amraoui et al. 2008b).

Évolution temporelle des paramètres hydrauliques dans des conditions naturelles

Aux profondeurs comprises entre 0,5 et 8 m, les variations de teneur en eau sont faibles, de l'ordre de 1 à 2% (Fig. 4), et des mesures très précises sont donc nécessaires pour en déterminer les variations. Au cours de l'expérience d'infiltration de mai 2007, la teneur en eau mesurée était significativement plus élevée que dans les conditions naturelles, y compris les périodes de forte recharge.

Analyse de l'expérience d'infiltration de mai 2007

L'expérience d'infiltration de mai 2007 a été analysée au pas de temps horaire. À chaque profondeur, les « temps de réaction » de la variation de teneur en eau et de pression ont été déterminés. L'augmentation de la teneur en eau à chaque profondeur a été rapide. La pression a également augmenté rapidement. Il n'a fallu que 21 heures pour que l'augmentation atteigne une profondeur de 8 m (0,38 m/h) et 32 heures pour atteindre une profondeur de 19 m (0,59 m/h) (Fig. 7). Ces réactions étaient rapides car la teneur en eau au début de l'expérience était relativement élevée jusqu'à 8 m de profondeur. Après le temps de réaction, la pression était presque nulle, ce qui correspond à un gradient vertical de charge hydraulique proche de 1. L'eau s'infiltrant en surface à un débit de 289 mm/j, avec un gradient hydraulique de 1, la perméabilité est donc estimée à au moins 289 mm/j.

DÉTERMINATION DES LOIS CARACTÉRISTIQUES DANS LA ZONE NON-SATURÉE

Détermination des lois de rétention

Les lois de rétention décrivent la relation succion (ou pression) en fonction de la teneur en eau. Pour modéliser correctement le flux naturel, les lois de rétention ont été déterminées en utilisant les valeurs mesurées *in situ* plutôt que d'expériences en laboratoire. La succion a été représentée en fonction de la teneur en eau à chaque profondeur de mesure entre 0,2 et 8 m. Les données montrent une hystérésis considérable - à une profondeur donnée, la même teneur en eau peut correspondre à des succions très différentes. L'hystérésis a cependant tendance à diminuer avec la profondeur. Pendant l'expérience d'infiltration, la teneur en eau est beaucoup plus grande que dans des conditions naturelles. Cette augmentation de la teneur en eau est due à un effet de double porosité : les volumes de fracture dans la craie ne sont accessibles que très proche de la saturation (à faible succion).

Pour caractériser la loi de rétention, on a essayé d'utiliser une loi homographe, généralement adaptée aux milieux poreux classiques. Cependant, une telle loi homographe n'a pas pu reproduire les effets de double porosité. Un essai d'utiliser une loi de Van Genuchten (1980) n'a pas donné de meilleurs résultats. (Voir Fig. 1, à 6,50 m de profondeur)

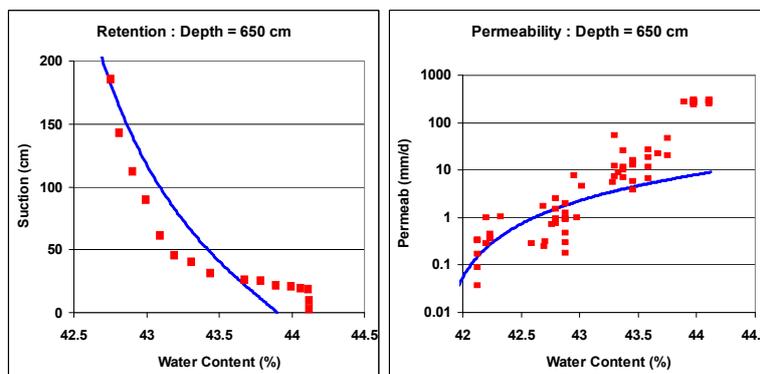


Figure 1 – Essai d'utilisation d'une loi classique de rétention (à gauche) et de perméabilité (à droite)

Il était donc nécessaire de modifier la formulation de rétention pour l'adapter aux données mesurées. Une loi de rétention composite, à simple porosité, un peu similaire à celle de Brouyère (2006), a été choisie pour représenter le milieu poreux fracturé. On a utilisé une fonction associant deux lois homographe (Thiéry et al., 2018) : une pour la matrice poreuse et une autre pour les teneurs en eau supérieures à un seuil correspondant à la mise en action des fractures (Fig. 2).

Détermination des lois de perméabilité à partir des données de terrain

Une « fonction puissance » simple, généralement bien adaptée aux milieux poreux standards, a d'abord essayée mais comme prévu par l'analyse de l'expérience d'infiltration de mai 2007, cette fonction n'a pas été en mesure d'ajuster toute la gamme des valeurs de perméabilité calculées à partir des observations. La loi de perméabilité « puissance » ajustée sur les teneurs en eau faibles à moyennes sous-estimait considérablement les perméabilités correspondant à une saturation plus élevée. Cela prouve qu'en raison des fractures dans la craie, la perméabilité verticale est considérablement plus grande quand le milieu est proche de la saturation.

En utilisant la même approche que pour la loi de rétention, une loi de perméabilité composite simple a été définie (Thiéry et al., 2018).

La loi de perméabilité composite a été ajustée aux données de toutes les profondeurs où les teneurs en eau ont été mesurées. Les lois composites obtenues aux 8 profondeurs permettent de reproduire correctement les données mesurées aussi bien en condition naturelle que lors de l'expérience d'infiltration (Fig. 2).

À la profondeur de 6,5 m, par exemple, la loi de perméabilité intégrant les fractures donne une perméabilité à saturation de 450 mm/j, soit 50 fois supérieure à la perméabilité à saturation de la seule matrice poreuse.

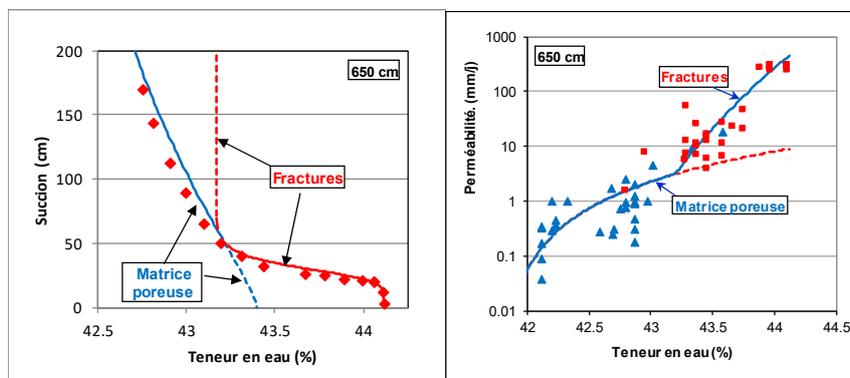


Figure 2 – Loi de rétention composite (à gauche) et loi de perméabilité composite (à droite)

En convertissant la teneur en eau en pression, par la loi de rétention correspondante, on a obtenu à chaque profondeur la relation perméabilité en fonction de la pression. Il apparaît que la perméabilité augmente brutalement, généralement lorsque la pression dépasse -50 cm (Fig. 3), ce qui correspond aux résultats rapportés par divers auteurs.

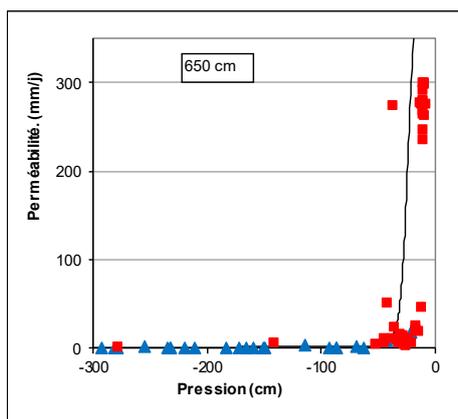


Figure 3 – Augmentation de la perméabilité aux pressions supérieures à -50 cm

MODÉLISATION NUMÉRIQUE DES ÉCOULEMENTS DE LA PÉRIODE 2006-2008

On a utilisé le code de calcul MARTHE (Thiéry, 2015a, 2015b, 2015c), qui permet de modéliser le continuum zone non saturée-zone saturée en utilisant une approche 3D en volumes finis. Le code de calcul résout l'équation de Richards numériquement pour calculer la pression, la teneur en eau et la vitesse de pores. Pour permettre les écoulements préférentiels par les fractures, les lois de rétention et de perméabilité composites décrites plus haut ont été introduites dans le code. Le module de transfert de chaleur couplé du code prend en compte le transfert par advection, la conduction thermique et la dispersion. Les principes de la modélisation mise en œuvre sont décrits en détails par Thiéry et al. (2018). Comme la surface du sol est quasi horizontale et uniformément recouverte d'herbe, on a choisi une modélisation verticale 1D.

Discretisation et conditions aux limites

Le domaine modélisé s'étend depuis la surface du sol jusqu'à une profondeur de 27 mètres, ce qui correspond à la profondeur de la nappe la plus profonde enregistrée. Le domaine est discrétisé en mailles de tailles variables, de 25 cm près de la surface à 100 cm en profondeur.

À la limite inférieure du modèle correspondant au niveau de nappe observé le plus bas de la période modélisée, une pression égale à zéro a été imposée. À la limite supérieure du modèle, on a introduit les flux météorologiques mesurés : les précipitation et l'évapotranspiration potentielle ETP. À partir de l'ETP, le modèle calcule l'évapotranspiration réelle ETR, la somme de l'évaporation et de la transpiration par la végétation, en faisant intervenir une « succion maximale possible » correspondant à la succion maximale mesurée dans la zone racinaire comme expliqué par Thiéry et al., (2018).

La période 2006-2008 a été modélisée avec les données météorologiques journalières, avec un pas de temps de calcul interne automatiquement réduit quand nécessaire pour atteindre une convergence et un équilibre hydrique parfaits. L'expérience d'infiltration de mai 2007 a été modélisée en utilisant un pas de temps d'entrée horaire. Pour cette période, le flux d'infiltration a été ajouté aux valeurs de pluie.

RÉSULTATS DE LA MODÉLISATION HYDRAULIQUE

Simulation journalière de la période 2006-2008

Une comparaison de l'évolution temporelle des teneurs en eau observées et simulées aux profondeurs comprises entre 1,5 m et 8 m (Fig. 4) a montré que les variations étaient bien simulées à toutes les profondeurs.

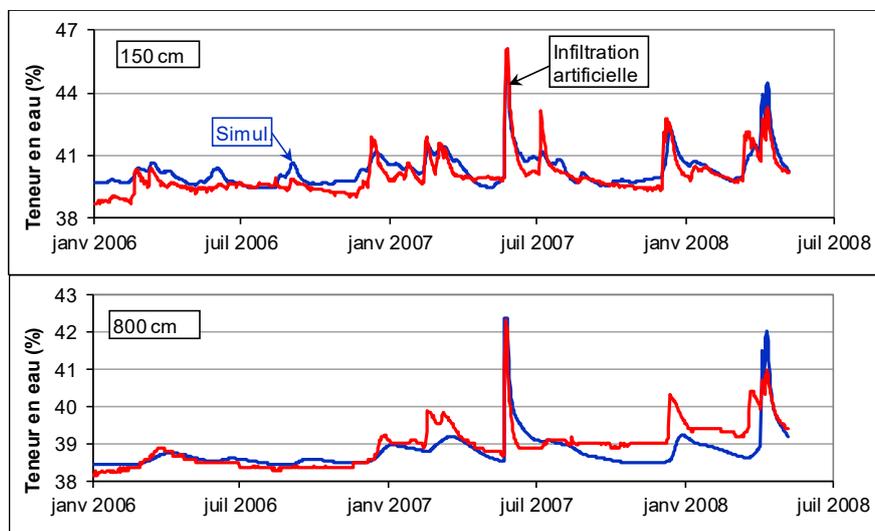


Figure 4 – Simulation de l'évolution de la teneur en eau à 0.5 m et à 8 m de profondeur

La comparaison de l'évolution temporelle des pressions observées et simulées aux profondeurs comprises entre 0,5 m et 14 m (Fig. 5) montre qu'elles sont généralement raisonnablement bien simulées. Cependant, la pression simulée à 14 m tend à être atténuée, peut-être en raison d'écoulements latéraux pour contourner des hétérogénéités, ce qui ne peut être traité avec une modélisation 1D. Compte tenu de l'hystérésis considérable qui a été observée, il n'est pas surprenant qu'il ne soit pas possible d'obtenir un ajustement parfait pour les teneurs en eau et les pressions d'une profondeur donnée.

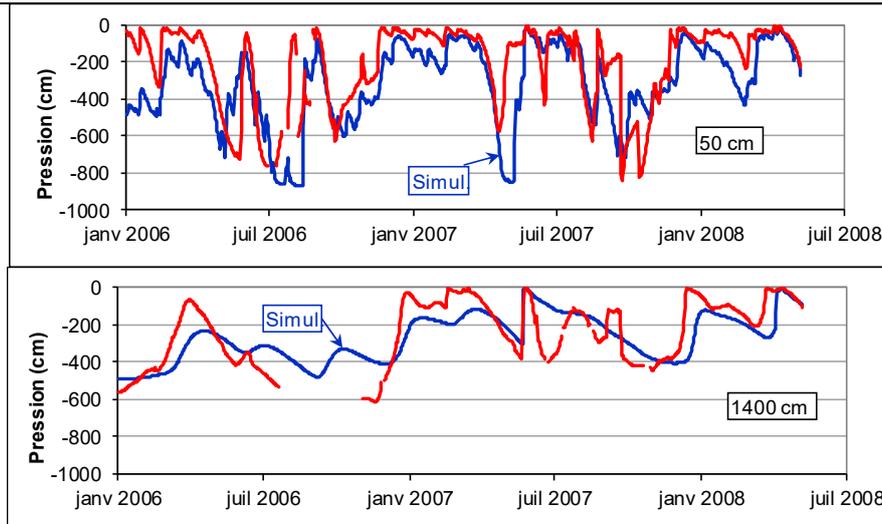


Figure 5 – Simulation de l'évolution de la pression à 0.5 m et à 14 m de profondeur

Simulation horaire de l'expérience d'infiltration de mai 2007

Une comparaison des teneurs en eau observées et simulées aux profondeurs comprises entre 1 m et 8 m a montré que les variations de teneur en eau étaient bien simulées en amplitude et en temps. (Fig. 6). Le temps de réaction de l'augmentation de pression a été raisonnablement bien simulé jusqu'à 8 m de profondeur. Aux profondeurs comprises entre 8 m et 19 m, l'ajustement est plus approximatif, ce qui peut s'expliquer par la nature beaucoup plus erratique des mesures de pression (Fig. 7).

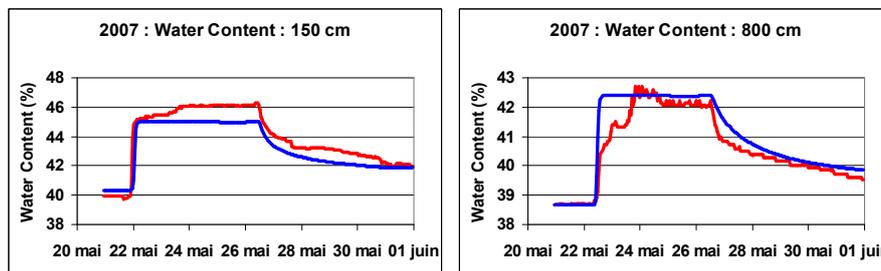


Figure 6 – Expérience d'infiltration artificielle (simulation au pas de temps horaire)

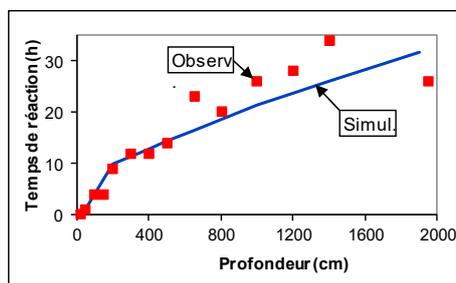


Figure 7 – Temps d'arrivée de l'augmentation de pression pendant l'expérience d'infiltration

VALIDATION DU MODELE

Validation du modèle par la simulation des températures dans la zone non saturée

Dans un but de validation, on a modélisé, avec le même modèle et les mêmes paramètres hydrauliques, le transfert de chaleur dans la ZNS. On a choisi des paramètres standard pour la conductivité thermique minérale (2,5 W/m/°K) et la chaleur volumétrique spécifique minérale (2,4 10⁶J/m³/°K) et une dispersivité thermique longitudinale égale à 0. Avec ces paramètres supplémentaires, les températures suivies à jusqu'à 8 m de profondeurs ont été bien simulées pendant la période précédant l'expérience d'infiltration de 2007 (Fig. 8) mais nettement moins bien après.

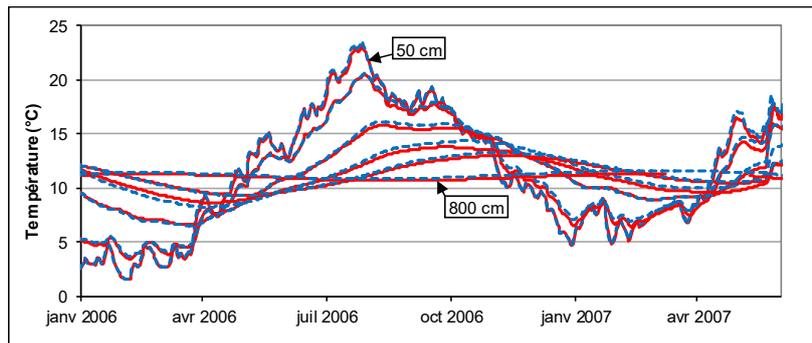


Figure 7 – Simulation des températures dans la zone non saturée de 0.5 m à 8 m de profondeur

La difficulté à simuler le transfert de chaleur lors de l'expérience d'infiltration confirme qu'une grande partie de l'eau s'écoule à travers le réseau de fractures. La schématisation à simple porosité à lois caractéristiques composites, qui simule correctement le débit, même dans des conditions extrêmes, est une approximation qui est moins adaptée à la simulation du transfert de soluté ou de chaleur.

Validation du modèle par la simulation des niveaux de nappe pendant une longue durée

Comme la teneur en eau et la pression n'ont été suivies que pendant 2,5 ans, d'autres données ont été utilisées pour valider le modèle sur de longues périodes comprenant des crues et des sécheresses. Pour ce faire, on a utilisé les niveaux piézométriques suivis à Senlis-Le-Sec (à 3,5 km de distance). On a calculé la recharge journalière de l'aquifère en bas du modèle numérique MARTHE en utilisant les précipitations journalières de Bernaville pendant les 20 ans de la période 1988-2008. La série de recharge de l'aquifère calculée a ensuite été converties en niveaux piézométrique avec un modèle hydrologique à réservoir classique (Thiéry, 2015d).

La Fig. 9 montre qu'une simulation précise des niveaux de nappe a été obtenue (coefficient de corrélation égal à 0,927) aussi bien en périodes d'étiage que de hautes eaux (années 1994, 1995, 2001 et 2002). En particulier, les niveaux de nappe pendant la crue historique de 2001 ont été simulés correctement. La période de 2008 a toutefois été sous-estimée.

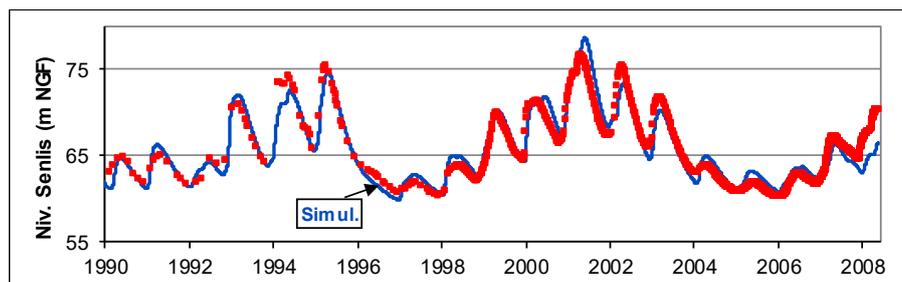


Figure 9 – Niveau du piézomètre Senlis-Le-Sec observé et simulé de 1990 à 2008

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

Les données recueillies sur le site de Warloy-Baillon au cours de la période 2006-2008 sur toute l'épaisseur de la ZNS ont permis de déterminer in situ les paramètres hydrauliques nécessaires à la simulation sans avoir à s'appuyer sur les données de la littérature. L'expérience d'infiltration à fort débit a été essentielle pour définir les lois de rétention et de perméabilité en zone non-saturée. Les données recueillies ont confirmé l'hypothèse d'une augmentation soudaine de la perméabilité pour une succion inférieure à environ 50 cm et de l'augmentation de la porosité à mesure que les fractures commencent à être conductrices. Le seuil de perméabilité correspondant de l'ordre de 2 à 8 mm/j. L'expérience d'infiltration a montré que la perméabilité à saturation intégrant les fractures dépasse 300 mm/j ($3,5 \cdot 10^{-6}$ m/s).

Les données mesurées ont été modélisées en utilisant le code de calcul MARTHE en utilisant une approche à simple porosité avec des lois de rétention et de perméabilité composite. La modélisation a été réalisée quasiment sans calibration et a permis de simuler correctement l'évolution des teneurs en eau jusqu'à une profondeur de 8 m et également - ce qui, à notre connaissance, est nouveau - les variations de pression jusqu'à 23 m. Les teneurs en eau et les pressions pendant l'expérience d'infiltration ont également été simulées avec précision au pas de temps horaire, ce qui montre que la dynamique du débit rapide a été bien reproduite.

Le modèle a été vérifié en utilisant la recharge calculée au bas du modèle pour simuler le niveau de la nappe libre pendant une période de 20 ans. Ce n'est pas réellement une validation, mais cela renforce la confiance dans l'approche de modélisation utilisée. Cela confirme également la possibilité d'utiliser, avec précaution, le modèle à l'échelle locale.

L'analyse de la simulation de la période 1988-2008, intégrant la crue historique de 2001, a montré cependant que l'effet des fractures à forte saturation des lois de rétention et de perméabilité était rarement activé. En effet le flux d'écoulement à travers la ZNS était la plupart du temps inférieur à 8 mm/j, donc inférieur au seuil auquel d'activation de l'écoulement préférentiel par les fractures.

Pour vérifier les possibilités de modélisation du schéma sélectionné, les variations de température jusqu'à une profondeur de 8 m ont été modélisées sans étalonnage supplémentaire du modèle. La température a été bien simulée dans des conditions naturelles mais moins bien pendant l'expérience d'infiltration. Cela confirme qu'un modèle de simple porosité, qui suppose implicitement un équilibre instantané entre la matrice et les fractures, peut modéliser avec précision la teneur en eau et le débit, mais moins bien les transferts de solutés ou de chaleur. En effet, dans le milieu fracturé réel, la masse en solution ou la chaleur est transférée très rapidement à travers le réseau de fractures, sans avoir suffisamment de temps pour que l'échange avec la matrice se produise ou pour atteindre l'équilibre.

Remerciements

Ces résultats ont été obtenus dans le cadre du projet INTERREG III-A FLOOD1, un projet conjoint entre le BRGM, l'Université de Brighton (Royaume-Uni) et le British Geological Survey (BGS). Les partenaires financiers étaient les fonds FEDER, le MEDAD (Ministère de l'Écologie et du Développement Durable) par l'intermédiaire de la DIREN de Picardie, le Conseil Régional de Picardie et le Conseil Général de la Somme.

Références bibliographiques

Amraoui, N., Noyer, M.L., Wuilleumier, A., Chrétien, P., Feret, M.J., Bertrand, L., Poinclou, C., 2008b. Projet INTERREG III-A FLOOD1. Rôle des eaux souterraines dans le déclenchement des crues : Instrumentation et suivi du site expérimental de la Somme, caractérisation hydrodynamique de la craie. BRGM/RP-56632-FR report, 121 p.

<http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-56632-FR.pdf> (accès Avril 2018).

Brouyère, S., 2006. Modelling the migration of contaminants through variably saturated dual-porosity, dual-permeability chalk. J. Contam. Hydrol. 82, 195-219. <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2005.10.004> (accès Avril 2018).

Thiéry, D., 2015a. Code de calcul MARTHE – Modélisation 3D des écoulements dans les hydrosystèmes - Notice d'utilisation de la version 7.5. Rapport BRGM/RP-64554-FR, 306 p., 150 fig. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-64554-FR.pdf> (accès Avril 2018).

Thiéry, D., 2015b. Modélisation 3D du transport de masse et du transfert thermique avec le code de calcul MARTHE – version 7.5. Rapport BRGM/RP-64765-FR, 324 p., 158 fig. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-64765-FR.pdf> (accès Avril 2018).

Thiéry, D. (2015c) – Modélisation 3D des écoulements en Zone Non Saturée avec le code de calcul MARTHE – version 7.5. Rapport BRGM/RP-64495-FR. 87 p., 32 fig. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-64495-FR.pdf> (accès Avril 2018).

Thiéry, D., 2015d. Validation du code de calcul GARDÉNIA par modélisations physiques comparatives. Rapport BRGM/RP-64500-FR, 48 p., 28 fig. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-64500-FR.pdf> (accès Avril 2018).

Thiéry D., Amraoui N., Noyer, M.L. (2018) - Modelling flow and heat transfer through unsaturated Chalk – Validation with experimental data from the ground surface to the aquifer. Journal of hydrology, Volume 556C, 2018, pp 660-673.

Van Genuchten M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Amer. J., 44, p. 892-898. doi:10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x

La carrière souterraine de Saint-Martin-le-Nœud : observatoire des transferts dans la Zone Non Saturée de la Craie.

Valdés-Lao D. ⁽¹⁾, **Chen N.** ⁽¹⁾, **Marlin C.** ⁽²⁾, **Blanchoud H.** ⁽¹⁾, **Rouelle M.** ⁽¹⁾,
Ribstein P. ⁽¹⁾,

(1) Sorbonne Université, CNRS, EPHE, UMR 7619 METIS, 75005 Paris, France
daniele.valdes_lao@upmc.fr

(2) Université Paris 11 – UMR 8148 GEOPS, 91405 Orsay, France

MOTS CLES : Craie, Zone non saturée, Transferts, Contaminants agricoles

RESUME

La nappe de la craie est largement exploitée pour l'alimentation en eau potable dans le Bassin Parisien. Sa qualité s'est progressivement dégradée ces dernières décennies en raison notamment des usages agricoles intensifs. La compréhension des processus de transfert de l'eau et des solutés est donc un enjeu majeur.

L'observatoire de Saint Martin le Nœud est une ancienne carrière souterraine de craie située sur le flanc Nord-Est de l'anticlinal de Beauvais. Elle a été creusée à une trentaine de mètres de profondeur et s'étend sur 1000 mètres de long par 300 mètres de large. La nappe affleure dans les parties les plus basses formant une vingtaine de lacs souterrains et de la percolation s'écoule au plafond. La craie est recouverte d'une couche d'argile d'épaisseur variable (quasi absente par endroits et pouvant atteindre plusieurs mètres). Les pratiques agricoles sont connues depuis 1960.

Des mesures sont réalisées depuis 2012. A haute fréquence, les hauteurs d'eau, conductivité électrique et température des lacs souterrains et les débits de percolation sont enregistrés. Tous les deux mois environ, des prélèvements sont réalisés pour mesurer les concentrations en éléments majeurs, en pesticides, en éléments traces, en isotopes stables et ponctuellement en tritium.

Les résultats montrent une très forte variabilité spatiale de la qualité des eaux souterraines. L'approche couplée pesticides, nitrates et tritium montre que les eaux sont anciennes (de 20 à 70 ans) avec une distribution des vitesses de transfert des contaminants de 0.4 à près de 2m/an. Les chroniques hydrodynamiques sont fortement saisonnières, avec des fréquences infra-saisonnières dans la percolation. L'approche couplée hydrodynamique et géochimique multi-traceurs met en évidence des mélanges

complexes mettant en jeu divers processus et vitesses de transfert par les différentes porosités de la craie.

INTRODUCTION

La nappe de la craie est largement exploitée pour l'alimentation en eau potable dans le Bassin Parisien. Depuis de nombreux siècles, le sous-sol crayeux du bassin parisien a favorisé une agriculture riche associée ces dernières décennies à des usages intensifs d'engrais azotés et de pesticides, ayant conduit à une dégradation progressive de la qualité de cette nappe. Cette pollution qualifiée de « diffuse » intéresse une large communauté scientifique (voir par exemple Baran et al., 2008 ; Mathias et al., 2005 ; Orban et al., 2010). Ces auteurs semblent s'accorder sur une vitesse lente, de l'ordre du m.an-1, du déplacement des polluants dans la zone non saturée (ZNS) de la craie (de la surface du sol et le toit de la nappe phréatique). Par exemple, pour une ZNS de 50 m, il faut environ 50 ans pour que les polluants déversés sur les sols rejoignent la nappe. Peu de mesures permettent de valider cette vitesse. La question des processus de transferts de contaminants dans la craie est pourtant une question sociétale forte aujourd'hui.

La craie, du Crétacé supérieur, est très épaisse (jusqu'à 300 m) et recouverte sur la partie ouest du bassin de Paris d'une couche d'argiles à silex de quelques centimètres à quelques mètres et pouvant atteindre localement quelques dizaines de mètres. C'est un milieu hétérogène, à triple porosité interactive : 1) matricielle de l'ordre de 40% qui confère à l'aquifère sa fonction très capacitive avec une perméabilité estimée à 10^{-8} m.s⁻¹, 2) de fractures qui confère à l'aquifère ses propriétés transmissives avec une vitesse perméabilité à 10^{-6} m.s⁻¹, et 3) de conduits karstiques qui peut induire des vitesses allant jusqu'à 10^{-1} m.s⁻¹. Les processus de transfert peuvent être multiples : transfert direct, effet piston, stockage, ... il est souvent difficile de trancher sur les mécanismes mis en jeu (Sorensen et al. 2015, Ireson et al., 2009).

Cette distribution des porosités, des mécanismes et donc des vitesses de transfert implique que les eaux souterraines sont un mélange de masses d'eau d'âges différents dont il est difficile de définir les caractéristiques et les contributions. Cette difficulté est due au fait que les études hydrogéologiques s'intéressent classiquement aux réponses de sources et/ou de forages, qui sont donc très intégratrices des processus biogéochimiques et de transfert dans la Zone Saturée (ZS) et dans la ZNS et de plus de tout un bassin d'alimentation. La déconvolution des signaux de sortie pour définir la distribution des temps de séjour et caractériser les masses d'eau mises en jeu, est donc très complexe.

L'objectif est de comprendre les processus de recharge dans la ZNS de la craie de la surface du sol jusqu'à la nappe, en essayant de comprendre particulièrement le rôle des pratiques agricoles ainsi que du contexte lithologique particulier lié à la couche d'argiles à silex sur les flux d'eau et de solutés à la nappe. Pour définir ces processus, le projet s'appuie sur un site pilote unique dans la région de Beauvais : la carrière souterraine de Saint Martin le Nœud (Barhoum et al., 2014, Chen, 2016) permettant un accès aux compartiments-clés du continuum atmosphère-sol-ZNS-nappe. La nappe affleure dans les parties les plus basses formant une vingtaine de lacs souterrains et de la percolation s'écoule au plafond de la carrière.

La caractérisation du transfert des eaux dans la ZNS de la craie sera abordée par une approche hydrodynamique et géochimique. Les concentrations en nitrates, atrazine et tritium des eaux souterraines sont utilisées pour dater les eaux souterraines et en déduire les vitesses de transfert. Les chroniques hydrodynamiques sont utilisées pour caractériser les processus de transfert mis en jeu.

SITE D'ETUDE

La carrière souterraine de craie partiellement ennoyée de Saint-Martin-le-Nœud sur la boutonnière de Bray dans l'Oise, est située au sommet d'un dôme piézométrique (Fig. 1a). Cette carrière abandonnée, permet un accès direct à la base de la zone non saturée de la craie sur plusieurs mètres d'épaisseur et au toit de la nappe représenté par plusieurs lacs souterrains permanents dans lesquels baignent des piliers (Fig. 1b, 1c, 1d). Elle se trouve à une profondeur variant de 17 à 30m et s'étend sur environ 1 km de long et 200 m de large. Des eaux de percolation à travers la ZNS s'écoulent au toit des galeries dont la pente permet l'accès à l'eau à différentes profondeurs dans la ZNS. En surface, la craie est couverte d'une couche d'argile à silex d'épaisseur variable : quasiment absente par endroit et atteignant plusieurs mètres ailleurs (Fig. 1e, plus la conductivité est forte, plus la couche d'argile est épaisse).

Cette carrière est un site pilote exceptionnel puisqu'il ouvre une fenêtre dans l'aquifère à la limite entre la Zone Saturée et la Zone non Saturée. Elle permet ainsi de boucler le bilan hydrique depuis la surface en passant par le sol et la ZNS jusqu'à la zone saturée (ZS) dans les lacs (c'est-à-dire la nappe) et au cœur des piliers ; il est à noter qu'il est extrêmement rare de pouvoir caractériser l'entrée et la sortie de la ZNS.

En surface, les terres sont exploitées pour l'agriculture avec utilisation intensive de nitrates à partir des années 1950 et utilisation d'atrazine entre 1977 et 2003.

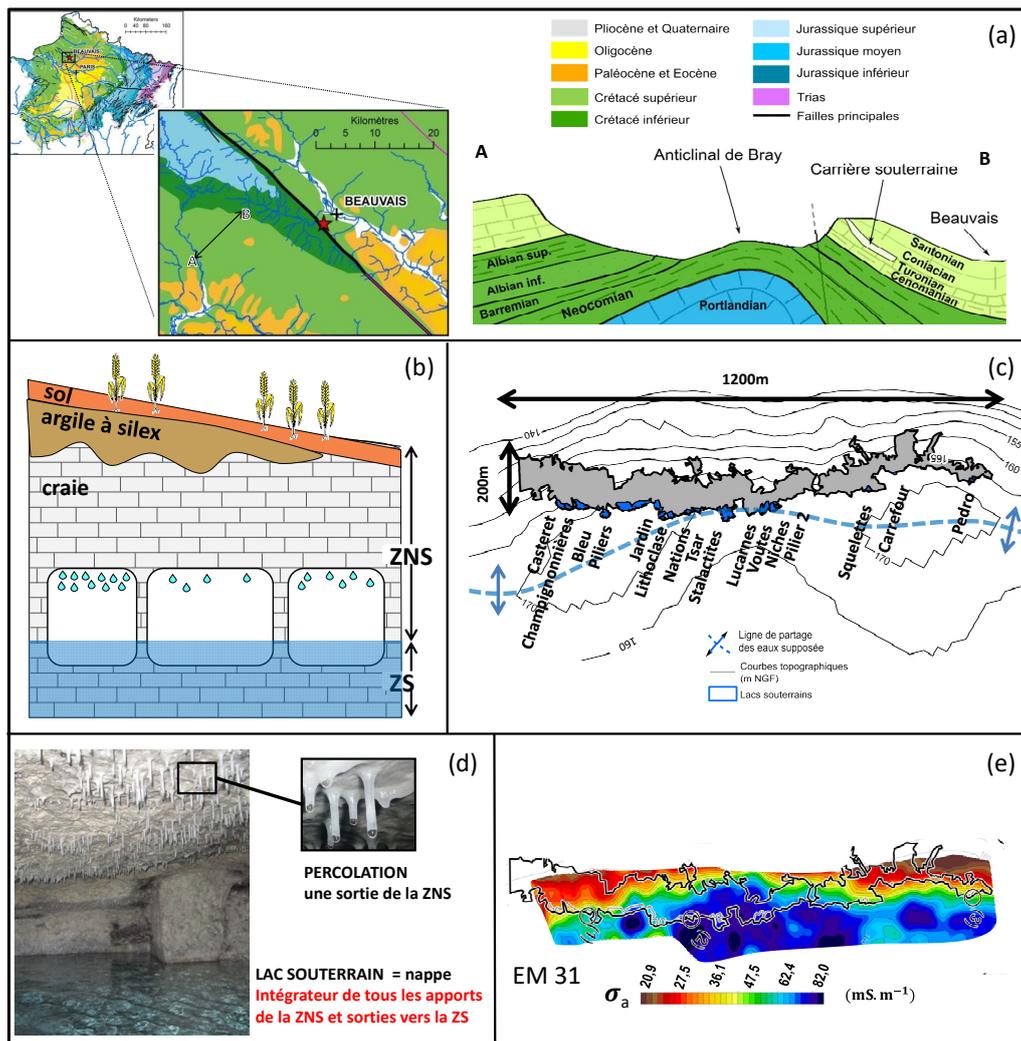


Figure 1 : a) Carte géologique du bassin de Paris, zoom sur l'anticlinal de Bray, et coupe de l'anticlinal de Bray, b) Coupe schématique de la carrière, c) carte de la carrière avec emprise moyenne des lacs souterrains, d) photos de la carrière, e) carte de conductivité électrique de surface: proxy de l'épaisseur d'argiles à silex

MATERIEL ET METHODES

Points et paramètres suivis

Depuis 2014, 16 points de la carrière sont suivis (Fig. 2b). Pour chaque point sont suivis les eaux du lac et les eaux de percolation. Sur chacun des sites, un bécetier a été installé au plafond (Fig. 3) permettant de collecter l'eau de percolation. Des sondes en continu enregistrent la hauteur d'eau, la conductivité électrique et la température des lacs ainsi que le débit de percolation.

Des campagnes de terrain (environ tous les 2 mois) permettent d'acquérir les données suivantes sur l'ensemble des points : Hauteur d'eau, conductivité électrique, température des lacs ; débit de percolation, conductivité électrique de la percolation et de faire des prélèvements.

Les prélèvements sont analysés pour la mesure des concentrations en ions majeurs (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-), en pesticides : Atrazine et ses principales métabolites : Desethylatrazine (DEA), Deisopropylatrazine (DIA) and Hydroxyatrazine (HA) et en tritium.

Les données climatiques sont fournies par Météo-France sur le site de Beauvais.

Datation des eaux souterraines

Les concentrations en nitrates, atrazine et tritium sont utilisées pour dater les eaux souterraines. Les très faibles concentrations en nitrates sont attribuées à des eaux antérieures aux années 1950, la présence d'atrazine est attribuée à des eaux de 1977 à 2003. Les concentrations en tritium permettent de donner un « âge apparent », les concentrations en tritium supérieures à 10 UT sont attribuées à la période 1960-1975 par application d'un modèle piston flow aux données atmosphériques (Nir, 1964).

RESULTATS ET INTERPRETATIONS

Approche spatiale de la géochimie des eaux souterraines

Une très forte variabilité spatiale de la qualité des eaux souterraines est observée, sur l'ensemble des molécules mesurées, seules les concentrations en nitrates, atrazine et tritium sont ici présentées. (Fig. 2).

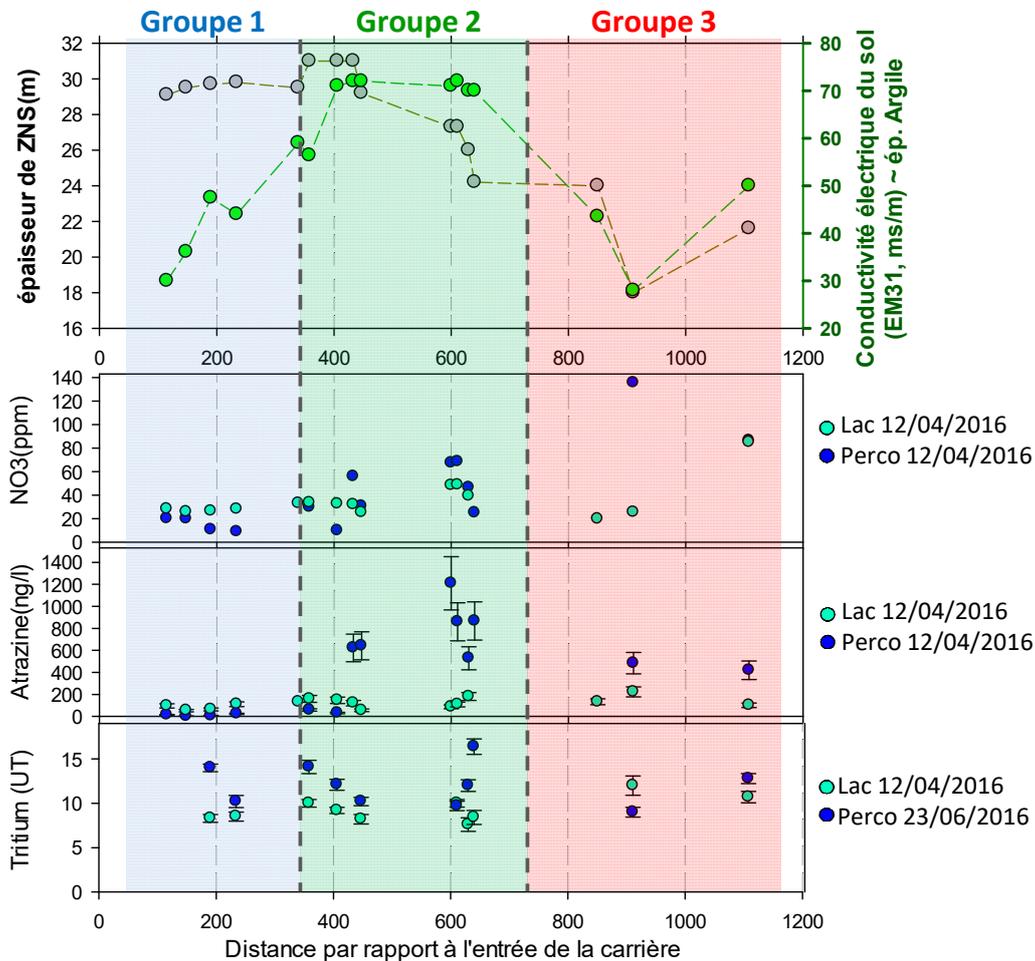


Figure 2 : Variation spatiale des propriétés de la zone non saturée au-dessus de la carrière et de la qualité des eaux des lacs et de percolation (concentrations en calcium, nitrate, atrazine et tritium) en fonction de la distance à l'entrée.

Les concentrations en nitrates varient de 10 mg.l⁻¹ à 140 mg.l⁻¹, en atrazine d'inférieure à la limite de détection à plus de 1200ng.l⁻¹. Les concentrations en tritium sont plus stables, comprises entre 8 et 16 UT.

La qualité des eaux des lacs et de percolation est très différente également. Spatialement les eaux de percolation sont beaucoup plus variables que les eaux des lacs.

Suivant les propriétés de la ZNS, les sites peuvent être regroupés en 3 groupes (Figure 2). La datation des eaux est faite sur chacun des groupes (Tableau 1). Les vitesses de transfert sont calculées en divisant la profondeur par le temps de transfert).

	Groupe 1	Groupe 2	Groupe 3
ZNS	profondeur ≈ 30m ép. Argiles "moyenne"	Profondeur ≈ 30m ép. Argiles "forte"	profondeur ≈ 17 à 24 m ép. Argiles "faible"
Percolations	[NO₃] = 15 ± 5 mg.l ⁻¹ date: <1950, vitesse < 0.45 m.an ⁻¹ [Atr] < LQ date: <1977 vitesse < 0.76 m.an ⁻¹ [³H] = 12.1 ± 2.7 UT date apparente: 1958-1975 vitesse apparente: 0.51-0.73 m.an ⁻¹ Mélange d'eaux <1950 , 1958-1975	[NO₃] = 42 ± 20 mg.l ⁻¹ date >1950 vitesse > 0.42 m.an ⁻¹ [Atr] = 600 ± 400 ng.l ⁻¹ date: 1977-2003 vitesse: 0.72 - 2.15 m.an-1 [³H] = 12.4 ± 2.0 UT date apparente: 1958-1976 vitesse apparente: 0.48-0.70 m.an ⁻¹ Mélange d'eaux >1950 , 1977-2003 , 1958-1978	[NO₃] = 43 ± 36 mg.l ⁻¹ date >1950 vitesse > 0.32 m.an-1 [Atr] = 450 ± 45 ng.l ⁻¹ date: 1977-2003 vitesse 0.54 - 1.63 m.an ⁻¹ [³H] = 10.9 ± 2.7 UT date apparente: 1958-1976 vitesse apparente: 0.37-0.53 m.an ⁻¹ Mélange d'eaux >1950 , 1977-2003 , 1958-1976
Lacs souterrains	[NO₃] = 28 ± 3 mg.l ⁻¹ date: >1950 vitesse: >0.45 m.an ⁻¹ [Atr] = 90 ± 30 ng.l ⁻¹ date: 1977-2003 vitesse: 0.75-2.38 m.an ⁻¹ [³H] = 8.4 ± 0.1 UT date apparente: 1958-1978 vitesse apparente: 0.52-0.77 m.an ⁻¹ Mélange d'eaux >1950 , 1977-2003 et 1958-1978	[NO₃] = 37 ± 10 mg.l ⁻¹ date >1950 vitesse: >0.45 m.an ⁻¹ [Atr] = 120 ± 40 ng.l ⁻¹ date: 1977-2003 vitesse: 0.72-2.15 m.an ⁻¹ [³H] = 8.9 ± 1.0 UT date apparente: 1958-1978 vitesse apparente: 0.52-0.77 m.an ⁻¹ Mélange d'eaux >1950 , 1977-2003 et 1958-1978	[NO₃] = 110 ± 35 mg.l ⁻¹ date >1950 vitesse: > 0.31 m.an ⁻¹ [Atr] = 152 ± 60 ng.l ⁻¹ date: 1977-2003 vitesse: 0.54-1.63 m.an ⁻¹ ? [³H] = 11.35 ± 0.9 UT date apparente: 1962-1975 vitesse apparente: 0.39-0.51 m.an ⁻¹ Mélange d'eaux >1950 , 1977-2003 et 1962-1975

Tableau 1: datation et estimation des gammes de vitesses à partir des concentrations en nitrates, Atrazine et tritium dans les eaux de percolation et des lacs souterrains

Les résultats montrent que les eaux sont anciennes : de 15 ans à plus de 70 ans, soit des vitesses de transfert comprises entre 0.5 m.an⁻¹ à plus de 2 m.an⁻¹ correspondant à du transfert par la porosité matricielle de la craie.

L'approche couplée des différents traceurs met en évidence des contributions d'eaux d'âges différents, un mélange avec une distribution des vitesses de transfert. Par exemple, pour les eaux de percolation du groupe 2, 3 vitesses sont obtenues : >0.45 m.an⁻¹ par les nitrates (probablement aussi des eaux de vitesse <0.45 m.an également vue la faible concentration en nitrates), entre 0.72 et 2.15 m.an⁻¹ par l'atrazine et entre 0.52 et 0.77m.an⁻¹ par le tritium.

La présence d'une couche d'argile plus épaisse semble accélérer les transferts. Les résultats de chimie des groupes 1 et 2 qui sont tous deux à une profondeur de 30m, mais avec des épaisseurs d'argile à silex différentes (faible pour le groupe 1 et forte pour le groupe2) sont différents : pour le groupe 1, les concentrations en nitrates et en atrazine sont très faibles, voire nulles pour l'atrazine, tandis qu'elles sont très fortes pour le groupe 2. Les fronts de nitrates et d'atrazine seraient donc en train d'arriver pour le groupe 2 tandis qu'il seraient encore dans la ZNS pour les sites du groupe 1. Les vitesses seraient donc plus rapides sous argile. Valdes et al. (2014) ont déjà observé dans la craie plus karstifiée de Haute-Normandie que la présence d'argile semblait favoriser les infiltrations concentrées. La même hypothèse peut alors être proposée ici. La présence d'argile au-dessus des sites du groupe 2 permettrait de concentrer les eaux d'infiltration, ces eaux rejoindraient donc probablement des porosités plus ouvertes avec des écoulements ainsi plus rapides.

La comparaison des groupes 1 et 3 dont les sites, respectivement situés à 30m et de 17 à 24m de profondeur avec une couverture d'argile moyenne à faible, montre également des résultats de chimie différents. Les sites du groupe 3, moins profonds sont déjà contaminés en nitrates et atrazine, montrant que les fronts de nitrates et pesticides a déjà atteint la carrière, tandis qu'ils arriveront plus tard sur le groupe 1 car plus profond.

Il faut également remarquer que les qualités des eaux des lacs et des eaux de percolation sont différentes, ce qui met en évidence des mélanges différents. Les résultats du groupe 1 sont une très bonne illustration : pour la percolation, la concentration en nitrates est très faible ($\sim 10 \text{ mg.l}^{-1}$) et la concentration en atrazine inférieure à la limite de quantification, tandis que pour les lacs, la contamination est très faible, mais un peu plus forte (concentration en nitrates $< 30 \text{ mg.l}^{-1}$ et concentration en atrazine $\sim 90 \text{ ng.l}^{-1}$). Les différences de concentrations en tritium entre les eaux de percolation ($\sim 12 \text{ UT}$) et celles des eaux des lacs ($\sim 9 \text{ UT}$) est délicate à interpréter. On peut expliquer cette différence par une proportion d'eau de 1958 à 1975 plus forte pour la percolation que pour les lacs, les eaux infiltrées après les années 1980 étant très peu concentrées en tritium d'après un modèle Piston Flow, or les eaux infiltrées avant les années 1960 sont aussi très peu concentrées. L'ensemble des résultats laisse tout de même penser que les lacs pourraient contenir davantage d'eaux plus récentes. Ces résultats montrent que la contribution d'eaux à vitesse très lente est plus forte pour les eaux de percolation que pour les eaux des lacs. L'eau de percolation serait donc plus « matricielle » que l'eau des lacs.

Les datations des eaux proposées ici reposent sur l'hypothèse forte que les 3 molécules : nitrate, atrazine et tritium circulent en même temps que l'eau. Cette hypothèse est valable pour le tritium, qui fait partie intégrante de la molécule d'eau. Les nitrates sont très solubles dans l'eau, mais peuvent être stockés puis lessivés dans la ZNS, l'atrazine (beaucoup moins soluble va au long de son trajet dans la ZNS subir des phénomènes de désorption et d'adsorption et donc avoir un transfert différent de la molécule d'eau. Ainsi les vitesses de transfert des nitrates et de l'atrazine sont inférieures ou égales à la vitesse de transfert de l'eau.

Il faut également remarquer que les traceurs choisis ne permettent pas de mettre en évidence des contributions d'eaux plus récentes que 2003. Ces données géochimiques ici présentées ne permettent donc pas d'exclure de contribution d'eau récente qui pourrait transiter par les fractures.

Approche hydrodynamique des eaux souterraines

La figure 3 permet de présenter la dynamique des eaux des lacs et de percolation dans la carrière. Les niveaux d'eau des lacs et les débits de percolations pour les sites Bleu (groupe 1), Stalactites (groupe 2) et Pedro (groupe 3) montrent clairement une cyclicité saisonnière. Le niveau d'eau des lacs commence à monter entre janvier et avril suivant les années et les sites atteignant un maxima généralement en été, soit des temps de réponses de 3 à 6 mois. La percolation s'arrête sur la plupart des sites en automne-hiver et redémarre fortement entre janvier et avril.

On observe également des réponses événementielles dans la percolation (variation de 1 à 5 mm/j), mais aussi dans les lacs en cas d'évènements intenses. En particulier, lors de l'évènement important d'Avril-Mai 2016 (218 mm de pluie entre le 09/05/2016 et le 07/06/2016) les niveaux des lacs ainsi que la percolation répondent très rapidement (en quelques jours) et de manière synchrone sur tous les sites, quelle que soit la profondeur.

Les chroniques de conductivité électrique des lacs Bleu et Pedro montrent une augmentation de conductivité électrique au moment de la recharge annuelle (remontée des lacs) ainsi qu'une augmentation lors de l'évènement de Mai 2016 synchrone à l'augmentation brutale de niveau d'eau, il semblerait donc que l'arrivée d'eau résulte d'un effet piston ayant poussé de l'eau ancienne, ce qui est tout à fait cohérent avec les données géochimiques.

22^{èmes} journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie
de l'Association Internationale des Hydrogéologues.
« Hydrogéologie de la craie » Le Havre, mai 2018

Cependant, une très légère augmentation de la température du lac Bleu (de 10.6 à 10.8 °C) en Mai 2016, corrélée à l'augmentation de conductivité électrique, semble montrer une part de transfert direct dans le cas d'évènements intenses, un réseau de fractures serait alors probablement activé.

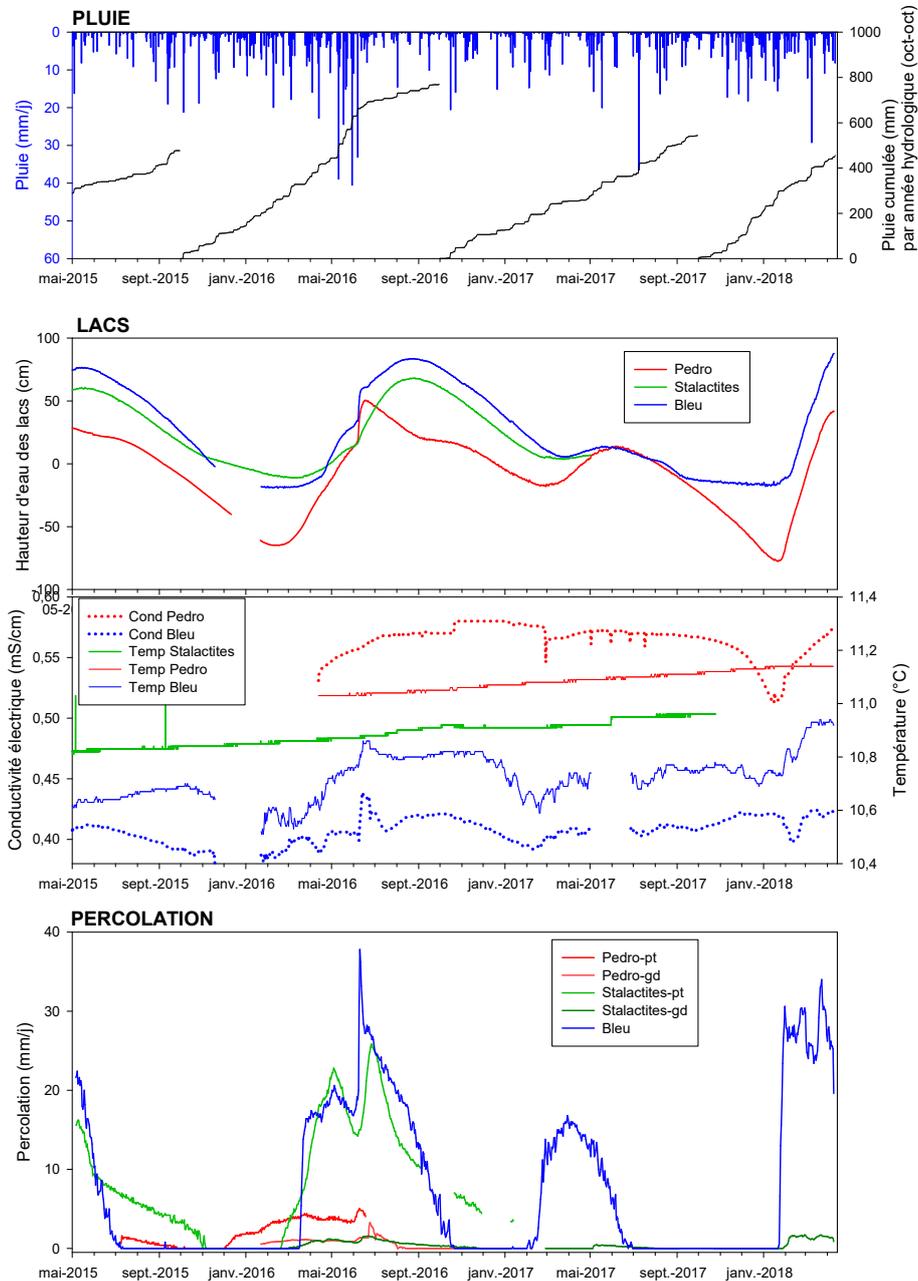


Figure 3: chroniques de pluviométrie à Beauvais, de niveaux d'eau des lacs, de température et de conductivité électrique des lacs souterrains et de percolation pour les sites Bleu, Stalactites et Pedro (Mai 2015 - Avril 2018)

CONCLUSION

L'étude des eaux souterraines de la carrière de Saint Martin le Nœud est un site exceptionnel qui permet d'étudier les transferts dans la ZNS de la craie en ouvrant une fenêtre dans l'aquifère à différentes profondeurs.

L'approche couplée des différents traceurs géochimiques : nitrates, atrazine et tritium sur les eaux permet de montrer une distribution des âges des eaux souterraines allant de 15 à plus de 70 ans associés à des vitesses de transferts de moins de 0.5 m.an-1 à plus de 2m.an-1.. Les mélanges sont complexes et difficiles à caractériser. Cependant les transferts par la porosité matricielle semblent dominer.

Les différences de vitesses en fonction des propriétés de la ZNS semblent montrer que la présence d'une couche d'argile à silex de surface accélère les écoulements.

Les chroniques hydrodynamiques montrent une forte cyclicité saisonnière de la recharge, observée dans les lacs comme dans la percolation avec des temps de réponse à la pluie s'étalant de 2 à 6 mois environ, ainsi qu'une composante événementielle en particulier pour les événements pluvieux intenses. Cependant le processus dominant semble être l'effet piston.

Pour aller plus loin sur la caractérisation des mélanges, des processus et des contributions des différentes porosités mises en jeu, d'autres traceurs pourraient être utilisés : CFC-SF6, traçages artificiels, éléments trace. La modélisation hydrodynamique contrôlée par la caractérisation chimique sera également un outil intéressant pour séparer les différents écoulements ayant lieu dans la ZNS de la craie.

Références bibliographiques

- Baran, N., Lepiller, M. and Mouvet, C., 2008. Agricultural diffuse pollution in a chalk aquifer (Trois Fontaines, France): Influence of pesticide properties and hydrodynamic constraints, *Journal of Hydrology*, Volume 358(1-2): 56-69, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.05.031>.
- Barhoum, S., 2014. Transferts dans la craie. Approche régionale : le Nord-Ouest du Bassin de Paris ; Approche locale : la carrière de Saint-Martin-le-Nœud, Thèse de doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie-Paris 6, 334 pp.
- Barhoum, S., Valdès, D., Guérin, R., Marlin, C., Vitale, Q., Benmamar, J. and Gombert, P., Spatial heterogeneity of high-resolution Chalk groundwater geochemistry – Underground quarry at Saint Martin-le-Noeud, France, *Journal of Hydrology*, Volume 519: 756-768, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.08.001>.
- Chen, N., 2016, L'apport des eaux de percolation pour la caractérisation des processus de transfert dans la zone non saturée de la craie. UMR7619 METIS, UPMC. Mémoire de Master 2
- Ireson AM, Mathias SA, Wheeler HS, Butler AP, Finch J., 2009, A model for flow in the chalk unsaturated zone incorporating progressive weathering, *JOURNAL OF HYDROLOGY*, Vol: 365, Pages: 244-260, ISSN: 0022-1694
- Orban P., Brouyère S., Batlle-Aguilar J., Couturier J., Goderniaux P., Leroy M., Maloszewski P., Dassargues A., 2010 Regional transport modelling for nitrate trend assessment and forecasting in a chalk aquifer, *Journal of Contaminant Hydrology*, 118 (1-2) : 79-93, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jconhyd.2010.08.008>
- Sorensen, JPR, Butcher, AS, Stuart, ME, and Townsend, BR (2015), Nitrate fluctuations at the water table: implications for recharge processes and solute transport in the Chalk aquifer. *Hydrol. Process.*, 29, 3355–3367. *doi:* 10.1002/hyp.10447.

Valdes, D., Dupont, J.P., Laignel, B., Slimani, S. and Delbart, C. 2014 . Infiltration processes in karstic chalk investigated through a spatial analysis of the geochemical properties of the groundwater: The effect of the superficial layer of clay-with-flints, Journal of Hydrology, Volume 519, Pages 23-33, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.07.002>.

Nature des particules en suspension dans l'aquifère de la craie : Nouvelle approche par morphogranulométrie

D. Viennet, M. Fournier & J.P. Dupont ⁽¹⁾

(1) Normandie Univ UNIROUEN, UNICAEN CNRS, M2C, 76000 ROUEN France

david.viennet1@univ-rouen.fr

MOTS CLES : morphométrie, particules, turbidité

RESUME

Aujourd'hui, la turbidité est utilisée comme marqueur de la qualité des eaux en captage d'eau potable. Néanmoins, plusieurs recherches ont montré que la relation entre la turbidité et le risque sanitaire n'était pas aussi claire et systématique.

Ces relations complexes amènent à mieux les définir, notamment en séparant la turbidité, selon la nature et l'origine des particules qui la composent. Elle pourra ainsi être séparée en différents lots afin de modéliser les transferts particulaires surface-souterrain et les risques sanitaires associés. Le but de cette étude est d'utiliser la taille et la forme des grains (granulométrie et morphométrie) pour discriminer les particules selon ces lots.

Actuellement, les analyses morphométriques sont généralement réalisées avec un Microscope Electronique à Balayage (MEB) couplé à une analyse d'image. Cette dernière consiste en un programme informatique qui distingue les particules de leur arrière-plan et calcule leur forme suivant différents paramètres tels que le diamètre équivalent, l'émoussé ou la linéarité. Cette méthode est complexe et demande beaucoup de temps.

Cette étude est axée autour d'un appareil expérimental, le morphogranulomètre. Ce dernier consiste à prendre des photographies alors qu'un échantillon d'eau circule à travers une fenêtre d'écoulement, permettant à l'utilisateur d'analyser de grandes quantités de particules en un temps réduit. Des analyses statistiques sont réalisées sur les paramètres de taille et de forme calculés par analyse d'image afin de discriminer les différents stocks de particules suivant leur nature.

L'exemple des pics de crue de turbidité au forage AEP de Gisors (Eure) dans la craie sera présenté. L'analyse couplant l'usage de la charge particulaire, la granulométrie, la morphométrie et le MEB a permis d'identifier des particules très fines provenant d'eaux de surface présentent uniquement lors de la crue.

CONTEXTE

Le captage AEP de Gisors fait régulièrement l'objet de restriction d'usage pour des phénomènes turbides. Lors des événements pluvieux survenus en janvier 2018, le captage a présenté un épisode turbide ayant entraîné une interruption de l'alimentation en eau potable.

Durant cet épisode, le syndicat d'eau, sous les conseils de l'ARS, a demandé au laboratoire M2C de l'Université de Rouen de tenter d'identifier l'origine de celle-ci au captage afin de mieux caractériser la vulnérabilité de ce dernier. Trois échantillons, correspondant au pic turbide, à la récession et à l'eau distribuée normalement après l'épisode, ont été fournis au laboratoire par l'exploitant (Véolia Normandie). Une étude multi-analyse a été réalisée sur ces 3 échantillons :

Tout d'abord une comparaison de la turbidité et de la charge particulaire a été réalisée pour estimer la part de particules organiques/minérales dans les Matières En Suspension (MES).

Puis une analyse au granulomètre laser a permis de déterminer les différentes populations de taille de particules, et en la combinant avec les observations au Microscope Electronique à Balayage (MEB), de relier chaque population à des natures de particules.

Enfin, l'analyse de la forme des particules a permis d'analyser de grandes quantités de particules (plusieurs centaines de milliers) et d'observer les évolutions dans la forme des particules durant l'évènement turbide.

METHODES ET RESULTATS

Comparaison turbidité et charge particulaire

La mesure de la charge particulaire permet d'évaluer la densité des particules transportées rendant compte de leur nature majoritairement organique ou minérale. L'expertise du laboratoire a permis de constituer une base de données sur les eaux issues de captage de la région. Cette base de données, acquise sur différents captages dans des conditions hydrologiques contrastées, montre des MES de nature différente lors des épisodes de crues turbides : si la nature des particules transportées lors des pics de crue est beaucoup plus organique, celles de la montée présentent une teneur en éléments minéraux plus importante.

La turbidité et la charge particulaire ont été comparées pour chaque échantillon. Une charge particulaire relativement basse lors du pic de crue comparée à une valeur élevée de turbidité atteste du caractère très organique des MES transportées. Les mesures des deux prélèvements en récession montrent une faible turbidité et une faible charge particulaire illustrant un retour à des conditions de distribution des eaux normales.

Spectres microgranulométriques

La charge particulaire, rendant compte de la densité moyenne et donc de la nature majoritaire des particules transportées, ne permet pas d'identifier des populations de nature différente de par son calcul intégrant l'ensemble des particules. L'analyse granulométrique par méthode laser permet de mesurer la taille de chaque particule et ainsi d'identifier des populations particulières sur la base de leur taille.

La comparaison des spectres moyens (Figure 1) montre clairement l'apparition d'un mode granulométrique entre 1 et 10 μ m lors du pic de crue alors que le mode entre 50 et 100 μ m est présent sur chacun des 3 échantillons.

Ceci illustre clairement le fait que le pic turbide résulte de l'engouffrement de nombreuses particules de taille entre 1 à 10 μ m de diamètre équivalent. Mais quelle est la nature et l'origine de cette population particulaire ? Des observations au microscope électronique à balayage (MEB) complétées parfois par une analyse EDX permettent d'identifier la nature des particules.

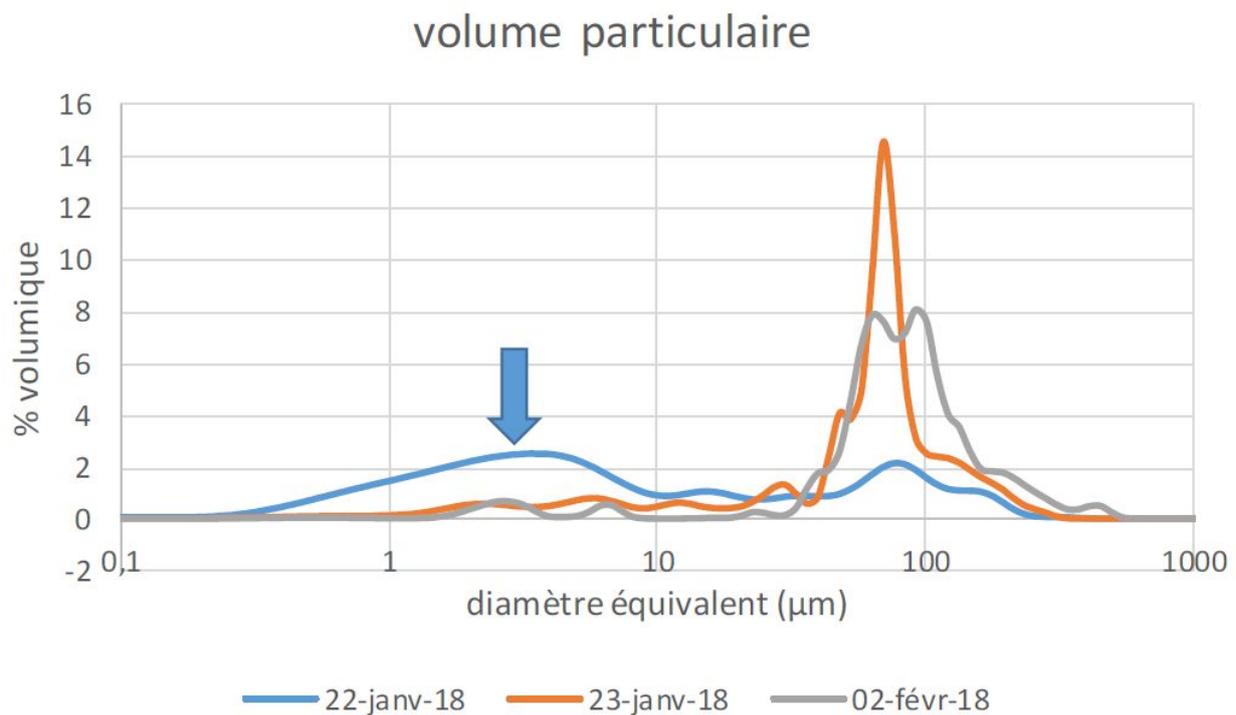


Figure 1 : Spectres granulométriques moyens en pourcentages volumiques (moyenne de trois réplicas pour chaque échantillons)

Observations au Microscope Electronique à Balayage

Les observations au MEB montrent clairement des particules de nature complètement différente entre les trois échantillons. Si le pic de crue turbide est massivement caractérisé par un recouvrement de matière organique très fine sur tout le filtre, il est aussi caractérisé par la présence de diatomées et radiolaires absentes des autres échantillons. La nature des particules comprises de 50µm à 100µm est stable, composée de débris végétaux, de gros grains de quartz et de calcite recristallisée (Annexe 1).

Les observations MEB permettent d'identifier la nature des particules. Néanmoins, cette procédure est complexe, coûteuse et très discontinue au regard de l'extrême variabilité hydrologique et diversité des particules transportées dans les aquifères karstiques. Ainsi, ces observations ne peuvent être que qualitatives et ne permettent pas de faire des bilans de masse.

Analyse morphométrique

La forme d'une particule dépend de sa nature et de son origine ainsi que des modalités de transport qu'elle a subi. La plupart des analyses morphométriques actuelles sont réalisées de manière discontinue avec un microscope couplé à un programme d'analyse d'image mesurant les paramètres de taille et de forme des particules observées (Tunwal et al. 2017; Bagheri et al. 2014; Leibrandt et al. 2015). Ces mesures discontinues ne répondent pas à la nécessité de suivi haute fréquence des MES transportées au sein des aquifères karstiques. Pour pallier cette difficulté technique, l'utilisation d'un morphogranulomètre à flux continu (caméra couplée à une pompe péristaltique) a été développée par le laboratoire pour identifier des particules de différentes natures et origines (Fournier et al. 2016 ; Viennet et al. 2017). Cet appareil capture des images alors qu'un échantillon d'eau circule à travers une fenêtre d'écoulement, permettant d'analyser de grande quantité de particules (plusieurs centaines de milliers) par analyse d'image en un temps réduit (2 minutes). Chacune des particules est alors décrite par une centaine de paramètres de taille et de forme tels

que les diamètres sphériques équivalents moyen, minimum, maximum, élongation, circularité, convexité, dimension fractale, linéarité du contour, rapport entre les différentes tailles, ...

Les travaux du laboratoire ont permis d'identifier la bluntness et la straightness comme marqueurs de la nature (biologique, organique, minérale) des particules. Leur comparaison permet de voir l'existence de trois populations particulières de natures différentes (matière organique, débris biologiques et minéraux calcite et quartz).

Les moyennes des répliques permettent d'observer que le pic turbide est principalement caractérisé par l'augmentation de la population particulaire transportée mais aussi l'arrivée d'une population particulaire nouvelle aux valeurs de bluntness (variant de 0 pour les particules non émoussées à 1 pour les particules au contour parfaitement lisse) et straightness (variant de 0 pour les particules les plus coudées à 1 pour les particules les plus droites) plus faibles (Figure 2 et Figure 3). Ceci illustre l'arrivée d'une population aux particules plus anguleuses et moins émoussées comme les petits grains de quartz et les diatomées.

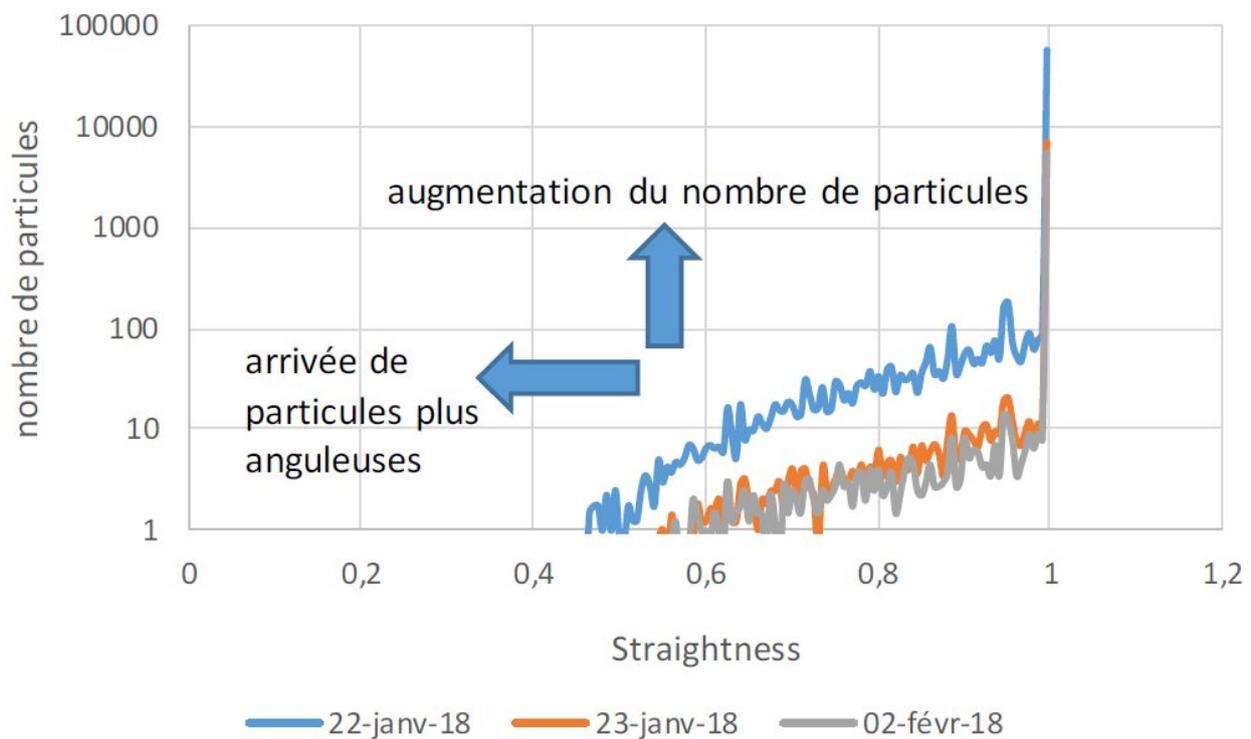


Figure 2 : Distribution des valeurs moyennes de straightness (linéarité) pour chaque échantillon

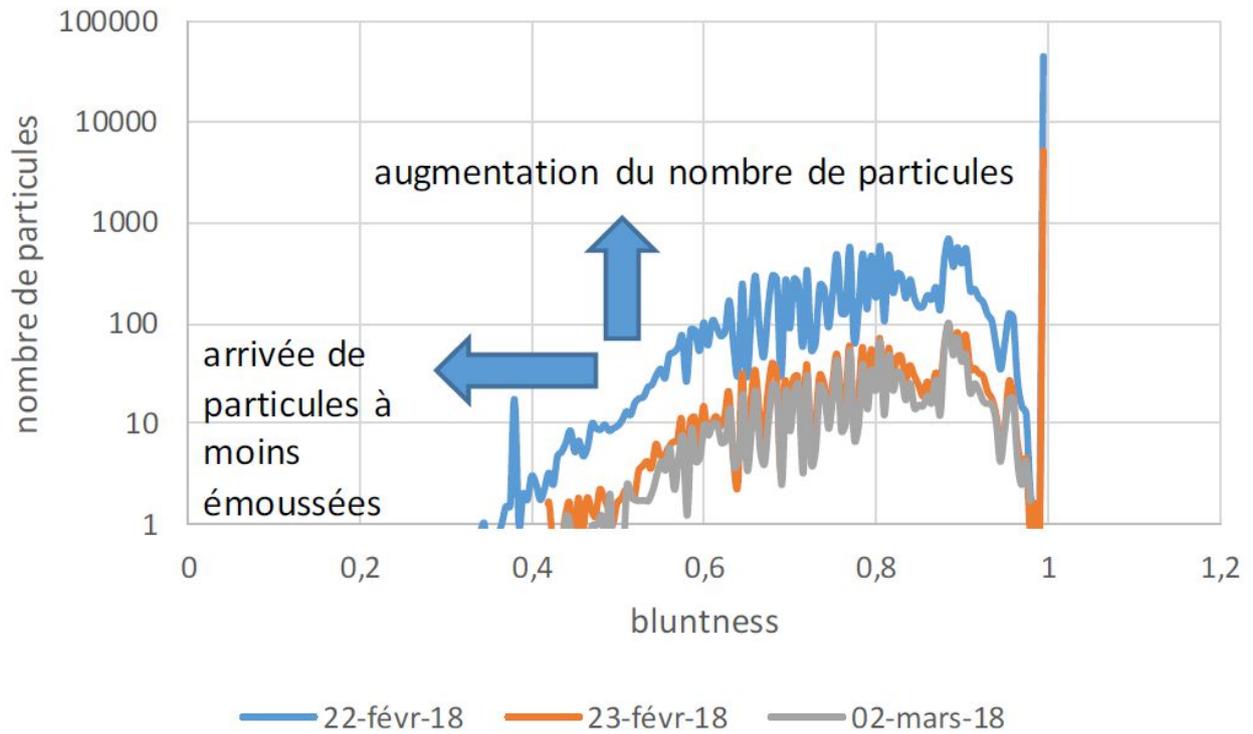


Figure 3 : Distribution des valeurs moyenne de bluntness (emoussé) pour chaque échantillon

Replacé dans un diagramme 3D dans lequel figure des standards internationaux de matériels particulaires purs (Figure 4), nous remarquons que les particules proviennent d'un mélange de population de sols argileux, de débris biologiques de surface et de sables calcitiques.

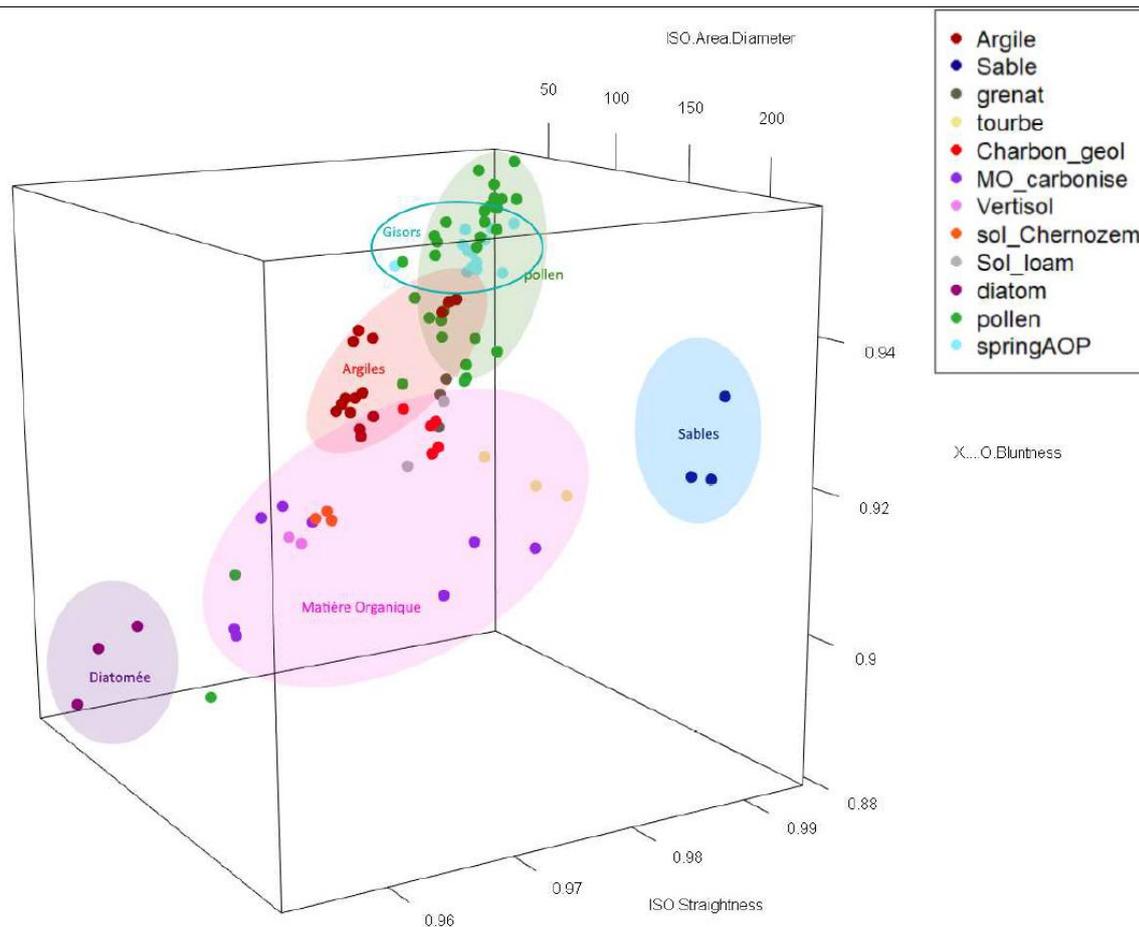


Figure 4 : Diagramme 3D pour l'identification de la nature des particules au captage de Gisors

CONCLUSION

Le pic de turbidité du 22 février 2018 au captage de Gisors a été engendré par l'engouffrement rapide, concentré et proche d'éléments particulaires organiques en voile, minéraux avec de petits grains de quartz, de débris végétaux et d'éléments biologiques des eaux de surface (diatomées, chrysophycées). Ces éléments se sont ajoutés à ceux d'origine minérale normalement transportés par les eaux (calcite recristallisée et gros grains de quartz).

La rapidité de la réponse atteste de la nature karstique du transfert. En l'absence de prélèvement des sédiments de surface, nous ne pouvons pas attester de l'origine sédimentaire de ces particules cependant il ne fait aucun doute que celles-ci viennent de la surface, accompagnées par les eaux de ruissellement issues de l'épisode pluvieux. Il est probable que ces éléments proviennent des sols (débris végétaux) et formations superficielles tertiaires de la terminaison occidentale du Vexin (Argiles du Sparnacien et Sables du Thanétien). En toute rigueur, des prélèvements de ces formations pour une analyse identique à celle menée ici devra être faite pour le confirmer. Une connexion hydraulique avec des eaux de surface est également à envisager lors de ces phénomènes pluvieux puisque nous retrouvons des algues et diatomées absentes en régime sec.

L'ajout de la morphogranulométrie à une analyse de turbidité permet d'avoir une vision intégrée sur la nature potentielle des particules qui composent cette turbidité. Associée aux autres analyses (charge particulaire, microscope électronique à balayage et microgranulométrie laser), elle a permis d'identifier une connexion potentielle avec la surface pour le captage AEP de Gisors.

Cette méthode est toutefois encore en développement. Les résultats fournis par cet appareil devraient, à terme, permettre d'identifier encore plus précisément les fractions particulaires composant les MES.

BIBLIOGRAPHIE

Bagheri GH, Bonadonna C., Manzella I., Vonlanthen P. 2014. « On the Characterization of Size and Shape of Irregular Particles ». *Powder Technology* 270 (octobre): 141-53.

Fournier M., Dupont JP., et Massei N. 2016. « An Experimental Lab Approach of MorphoGranulometry on Suspended Particle Matter to Identify Particle Transfer Properties in Karst Aquifer ». In Montpellier. <http://www.60iah2016.org/upload/abstract/2295.pdf>.

Leibrandt S., et Le Pennec JL. 2015. « Towards Fast and Routine Analyses of Volcanic Ash Morphometry for Eruption Surveillance Applications ». *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 297 (mars): 11-27.

Tunwal, M., Mulchrone FK., et Meere PA. 2017. « Quantitative Characterisation of Grain Shape: Implications for Textural Maturity Analysis and Discrimination between Depositional Environments ». *Sedimentology*, décembre. <https://doi.org/10.1111/sed.12445>.

Viennet D., Fournier M., Dupont JP., et Copard Y.. 2017. « Nature, Origin and Transfers of SPM (Mineral, Organic, and Biological) in Hydrosystems : A New Methodological Approach by MorphoGranulometry ». In New Orleans.

<https://agu.confex.com/agu/fm17/meetingapp.cgi/Paper/219800>.

ANNEXE

OBSERVATIONS	22 JANVIER 2018	23 JANVIER 2018	2 FEVRIER 2018
FOND DU FILTRE	Recouvert de matière organique dense	Recouvert de matière organique moins dense	assez propre, avec pores bien visibles
ELEMENTS BIOLOGIQUES	Quelques diatomées pennées et radiolaires	Rares chrysophycées	
ELEMENTS ORGANIQUES	Absence de floc Débris végétaux grossiers (50µm) Radicelles (80-100µm) Quelques voiles organiques	Absence de floc Débris végétaux Radicelles (80-100 µm) Voiles organiques en plaques avec des figures d'arrachement	Absence de Floc Rares débris végétaux Radicelles (50-100µm)
ELEMENTS MINERAUX	Nombreux grains de quartz (5-10µm) Grains de calcite recristallisée (30-50µm) Quelques agrégats d'argile calcique (20-30µm)	Rares grains de quartz Grains de calcite plus rares et plus petits (autour de 10 µm) Rares agrégats d'argile calcique de 20 à 30 µm	Rares grains de quartz Quelques particules de calcite recristallisée en chainettes de 10 µm Quelques agrégats d'argiles (30µm)

Annexe 1 : Synthèse des observations au MEB sur chaque échantillon

Nouvelle méthode de modélisation des temps d'arrivé et de visualisation des interactions hydrauliques : Application à la délimitation des zones d'appel dans un champ captant

M. A. Sbai ⁽¹⁾

(1) BRGM, Direction D3E, 3 – Av. Claude Guillemin, BP 36009, 45060, Orléans Cedex 2, France
a.sbai@brgm.fr

MOTS CLES : Transport par advection, Temps d'arrivé, Zone d'appel.

RESUME

En hydrogéologie, la modélisation des temps d'arrivé d'un polluant à un captage repose sur la technique classique de suivi des particules. Cette méthode est efficace lorsqu'elle fait appel à une intégration semi-analytique comme celle développée par Pollock (1988). Cependant, elle a des problèmes de robustesse récurrents pour plusieurs applications et ne permet pas une zonation directe des zones d'appel associées aux puits d'un champ captant. Nous exposons une nouvelle méthode équivalente à celle de suivi des particules qui n'a pas les limitations précitées (Sbai, 2018). Cette alternative est une classe particulière des formulations probabilistes du transport de masse par advection et dispersion dans le sens aval (Frind et al., 2002). La méthode proposée est déterministe car elle néglige l'incertitude liée à la théorie de la macro-dispersion, et de ce fait elle est mieux adaptée aux besoins des hydrogéologues praticiens. Elle se base sur la détermination des temps d'arrivé, dans les sens amont ou aval, avec une méthode maillée conforme à la discrétisation spatiale d'un modèle hydrodynamique. Il est ainsi possible de visualiser et d'interpréter les processus d'écoulement et de transport par advection avec plus de robustesse pour les applications incluant une stratigraphie complexe. La méthode proposée permet également de délimiter les zones d'appel des puits de pompage et/ou d'injection dans un champ captant complexe. Il en résulte une zonation des interactions hydrauliques et une détermination des lignes/surfaces de partage des eaux et des points/lignes de stagnation des écoulements. Plusieurs exemples sur des cas théoriques et réels sont présentés pour illustrer les nouveaux concepts mis au point.

Références bibliographiques

Frind E.O., Mohammad D.L., Molson J.W. (2002) – Delineation of three-dimensional well capture zones for complex multi-aquifer systems. *Groundwater* 40(6), 586-98.

Pollock D.W. (1988) – Semi-analytical computation of path lines for finite difference models, *Groundwater* 26(6), 743-50.

Sbai M.A. (2018) – A practical grid-based alternative method to advective particle tracking. *Groundwater*, *accepted*.

Modelling for water resources management in the fractured and karstified chalk hydro-system in Eastern Normandy

Pennequin, D.⁽¹⁾, David, P.Y.⁽¹⁾, Servièrè, M.⁽¹⁾, Amraoui, N.⁽¹⁾, Pannet P.⁽¹⁾ and Loiselet, C.⁽¹⁾

(1) BRGM

d.pennequin@brgm.fr, py.david@brgm.fr, m.serviere@brgm.fr, n.amraoui@brgm.fr, p.pannet@brgm.fr, c.loiselet@brgm.fr

Key words : Modelling, water resources management, karstified chalk

Abstract

In order to model complex groundwater/surface water flow in karstified chalk aquifer systems both appropriate modelling techniques and a good knowledge of geology and discontinuities (geological and hydrogeological) are required. This is the case for the Avre River hydro-system for which a multi-layer geologic model was built including structural discontinuities, which then served as the basis to elaborate and calibrate the 3D hydro-system flow model. The latter through the calibrating process notably allowed explaining the presence of important spring arrays used for drinking water purposes in the central part of the basin, by the existence of a major impermeable intersecting faults system and highly fractured or karst conduits which developed along lineaments and faults. The model was used to determine the impact of groundwater pumping on the Avre river flow, and is now being used to set up the framework for sustainable water resources management in the Avre catchment.

INTRODUCTION

Groundwater flow in karstified chalk hydro-systems is mostly governed by alteration, fracturing, karst conduits, lithological variations and tectonic structures such as faults and fault systems. This is particularly true in Eastern Normandy where karst channels, fissured/fractured chalk valleys and fault structures are abundant and often well developed, and many times account for dual flow systems (darcian and karst), spring concentration patterns, sinkholes alignments and intensive exchange between surface water and groundwater. This has many impacts for water resources management and pollutant transfer.

Modelling complex groundwater flow in such karstified chalk hydro-systems both requires appropriate modelling techniques, notably to take into account surface and groundwater exchange, and a good knowledge of geology and discontinuities (geological and hydrogeological). This is the case for the Avre river basin, for which a numerical model was built, whose objective is providing the framework for

sustainable water resources management, ensuring saturation of drinking water needs and sustainability of existing ecosystems.

The Avre river basin – general setting

The Avre river basin is located in Eastern Normandy about 75 km SE from Rouen, spreads over 975 km² (Fig. 1). The Avre about 80 km long, flows into the Eure at Saint-Georges-Motel, the latter being itself a left bank tributary of the Seine River. The Avre valley mostly embedded in the regional chalk aquifer formations of Eure plateau (Paris basin) is generally bordered by chalk cliffs often entailed by wet or dry valleys, which sometimes bring a small tributary, with permanent or intermittent flow. The very upstream portion rests on the regional Perche sands aquifer. Main tributaries to the Avre river include from the source to the confluence, the Buternay and the Meuvette. In addition to natural tributaries, there is a derivation canal linking the Iton river to the Avre river (flow being toward the Avre river), built in 1120 by Henry the first, Duke of Normandy, King of England and the youngest son of William the Conqueror.

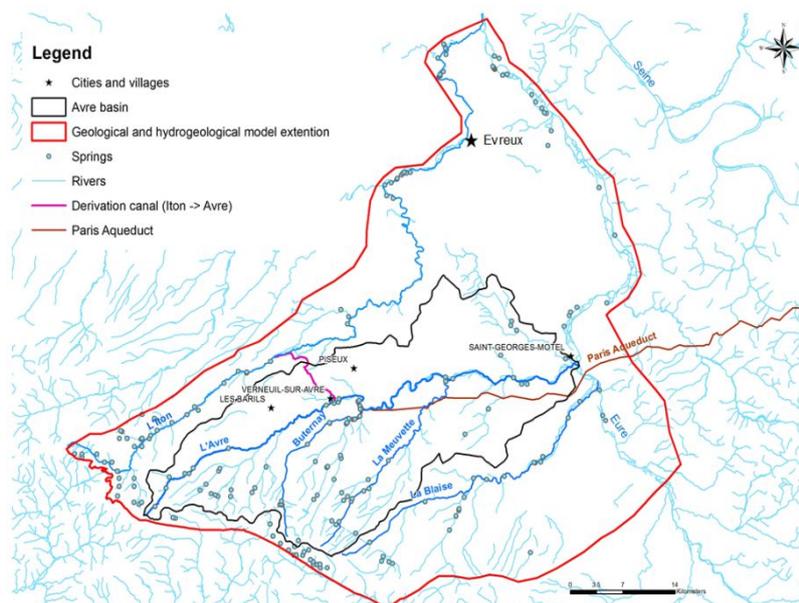


Fig. 1: General situation plan and extension (limits) of the modelled area (geological and hydro-system flow models).

The Avre catchment, mostly rural, hosts intensive groundwater pumping (~29 Mm³/yr.), mostly for drinking water (DW) purposes (> 85% of all pumping), to supply both local needs (~16% of pumped DW) and the Paris water needs (~84% of pumped DW). Indeed, the Paris water company is diverting a significant part of the Avre basin groundwater springs, particularly in the area of Verneuil/Avre located on the middle part of the catchment, to send it toward the Paris area via an aqueduct built in the late nineteenth century.

However, occurrences of river dry out episodes have been taken place upstream. Furthermore, fears of lacking water for local needs in the catchment have arisen. This prompted to include into the basin management scheme (SAGE) targets to secure local drinking water production and protection of the aquatic ecosystems. Better water resource management was therefore needed which lead to the building the numerical model presented in this paper.

FIELD INVESTIGATION AND DATA COLLECTION

Existing data and literature were collected, analyzed and synthetized, as a first step in the study. It rapidly became apparent that many uncertainties remained, notably about the extent of the groundwater catchment, and more generally about the possible fit that existed or not between the river basin and the groundwater catchment. Questions emerged also about the existence of possible groundwater connections between the Avre and the Iton basins on the north side, and between the Avre and the Blaise basins on the south side (David, 2012).

Furthermore, it also appeared that geological aspects were relatively complex and that they might, to some extent at least, influence groundwater flow and interaction processes between groundwater and surface water, and more generally, between groundwater and the ground surface. Indeed, important fault structures were known or being suspected, such as the Senonche fault upstream in the Avre basin, which puts into contact the Perche sands and the Turonian chalk. More important for the model, a fault structure was suspected to be passing through the Verneuil/Avre area, which could account for the major springs and resurgences (karstic springs resulting from a previous upstream river loss) found there, many of which being tapped for drinking water purposes by the Paris Water Company (Fig. 2).

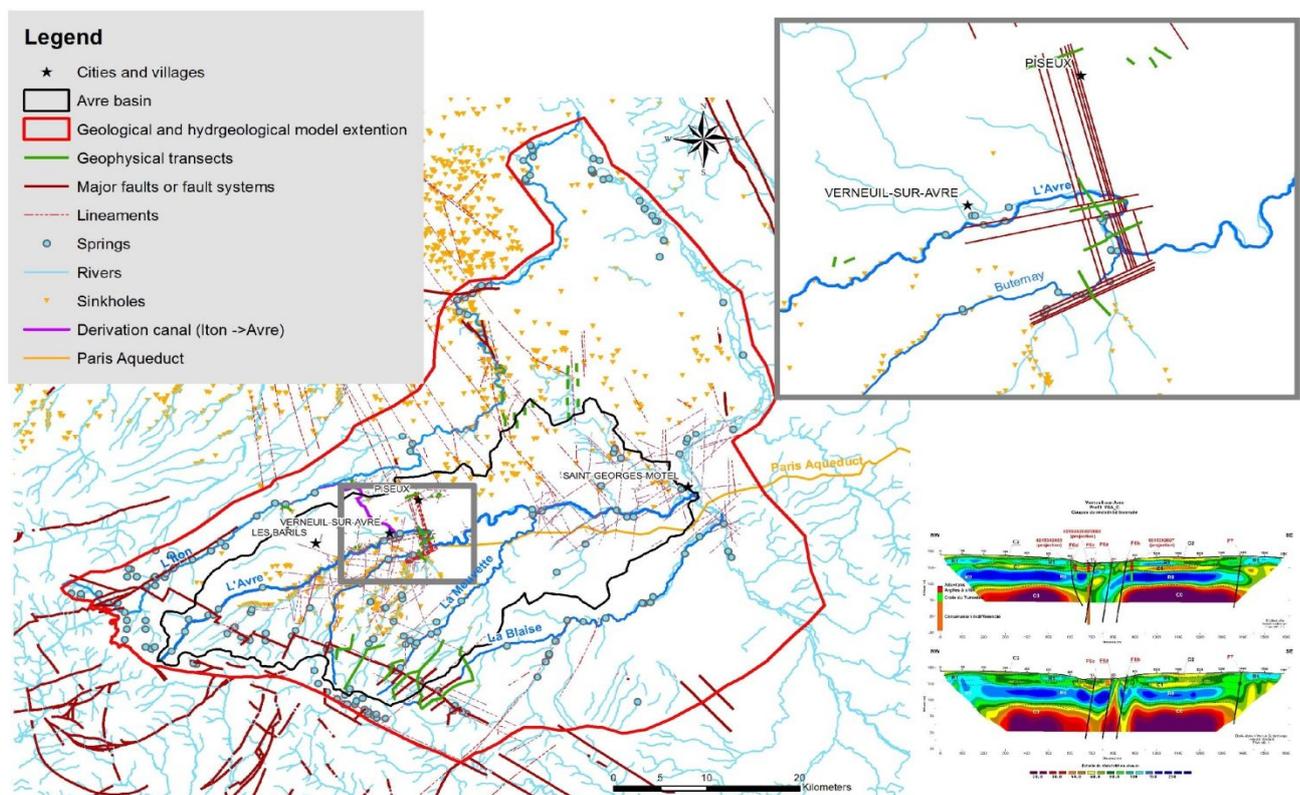


Fig 2 : Known or suspected geological/hydrogeological structures and features and zoom on the Verneuil/Avre area's complex fault system and geology.

Abundance of lineament patterns in certain areas also suggested that some of them could have enhanced karst or highly fractured axes development inducing preferential groundwater flow, which could explain the results found in tracer test experiments. Finally, the extent of several geological formations and, more generally their 3D geometries, were poorly known.

All these reasons and the need to reduce the degrees of freedom for the calibration process of the groundwater model, lead to further investigation in the field and to the construction of a geological model.

Complementary investigations were carried out in the field in 2013 including (1) setting up two lines of piezometers to monitor the evolution of the groundwater divide between the Avre and the Iton basins, (2) implementing multi-tracer tests to explore possible hydraulic connections between the Avre and the Blaise basins and (3) carrying out geophysical (seismic and electric) surveys in the area of Verneuil/Avre to test the hypothesis made about the presence of a major fault structure.

Results from the field work showed that the Avre and Iton groundwater catchments may become connected during low water conditions close to Piseux, north of Verneuil/Avre, but not in the Barils area where the groundwater divide seems to be strong enough to persist during low water conditions. No connection was shown between the Avre basin and the Blaise catchment in the south, although doubts remain on that aspect due to the fact that water companies had imposed using very small quantities of tracers which simply could have led to below detection levels tracer concentrations in the monitored target wells and springs.

The geophysical survey, however, demonstrated the presence of complex sets of intersecting faults systems in the Verneuil/Avre area (NW-SE and NE-SW), generally showing notable vertical displacement (10 to 30 m), with impermeable characteristics in the south along the Avre and the Buternay rivers, and less so in the north. This could very well explain the observed springs and resurgences alignments found in both the Avre and Buternay valleys, as the groundwater may be forced up to the ground surface in these areas (Fig. 2).

BUILDING THE AVRE HYDRO-SYSTEM FLOW MODEL

Building the Avre basin hydro-system flow model involved in a 2-steps process : (1) building the geological model and (2) building the hydro-system flow model.

Building the geological model

In order to account as best as possible for weathered formations, horizontal and vertical geological heterogeneities, and notably to better define major geological structures (fault systems, anticlines, synclines, ...) on a regional scale, and ultimately to provide a refined realistic geometry for the aquifer reservoirs, a 3D geological model was built using BRGM's software GDM-Multilayer 2014 (Bourgine 2006, Bourgine et al. 2008), as a first step in the elaboration of the hydro-system flow model.

To allow for maximum flexibility in building the groundwater system flow model, the limits of the geological model were extended far beyond the area of interest which is the Avre River basin (Fig 1).

The geological model was developed based on (1) the description of geological units chronologically deposited onto one another (conformably or not), according to the appropriate lithostratigraphic framework, (2) definition of a vertical faults network, and (3) interpolation of compiled and hierarchized geological and geophysical data. For more details the reader is referred to David et al., 2015 and Pennequin et al., 2017.

The resulting geological model for the Avre basin includes 11 layers (Fig. 3), of which some extend only partially over the modelled area, such as the weathered formations, notably the alluvial materials present in the valleys and the flint rich clay essentially covering the plateau areas. This is also the case for the

Perche sand, bounded by the Senonche fault, which outcrop beneath superficial deposits in the upstream-most part of the basin.

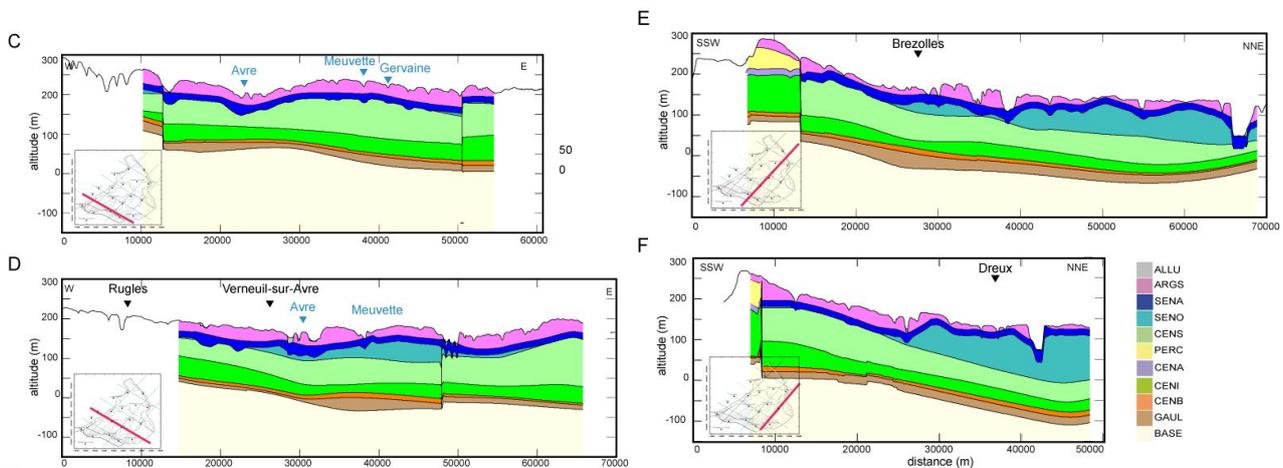


Fig 3 : Examples of 2D large scale cross sections extracted from the 3D geological model (ALLU : Alluvial material, ARG : Flint-rich clays, SENA : weathered Middle Cenomanian to Senonian Chalk, SENO : Middle and Upper Turonian and Senonian chalk, CENS : Lower Turonian and Middle to Upper Cenomanian Chalk, PERC: Perche sands, CENA : weathered lower Cenomanian, CENI : lower Cenomanian, CENB : basal Cenomanian, GAUL : Gault clays (base of the aquifer system).

The geological model includes also two distinct layers of weathered chalk: the weathered lower Cenomanian chalk and the weathered Senonian chalk. These layers represent the upper weathered portion of the chalk where most of the groundwater flow occurs; these are therefore complementary layers and never overlap. They extend over the entire modelled area and generally range between 10 m to 50 m in thickness. These two layers were basically created to enable differentiation between flow in the upper weathered portion of the chalk aquifer and flow in the undisturbed bulk chalk, in the hydro-system flow model.

Building the hydro-system flow model

The hydro-system flow model was built using the MARTHE computer program developed by BRGM. MARTHE uses an integrated finite difference approach (finite volumes) with implicit discretization to solve groundwater flow equations with an irregular square mesh nested grid (completely coupled nested grid pattern with simultaneous resolution). The wide panel of features it provides include 1D, 2D or 3D flow simulation and the possibility to represent differences in layers' extensions and short circuits between layers whenever a layer disappears or thins out. It also allows for taking into account free surface and overflow mesh in any layer, darcian and non-darcian flow, variable river flow, groundwater-surface water flux exchange and the use of watertight walls (i.e; impermeable faults). This list is far from being exhaustive and more information about MARTHE's features can be found in Thiery, 2015.

The governing equation used by MARTHE for groundwater flow is :

$$\begin{aligned}
 - \operatorname{div}(K.\operatorname{grad} H) + q &= Ss . \delta H / \delta t & \text{(1) confined aquifers} \\
 - \operatorname{div}(K.\operatorname{grad} H) + q &= 1/dz . Sl . \delta H / \delta t & \text{(2) unconfined aquifers}
 \end{aligned}$$

With : K : Permeability ; H : Hydraulic head ; q : Pumping or injection rates (yield by unit volume) ; t : time ; Ss : Storage coefficient ; Sl : Specific yield

The building process of the groundwater system flow model included several steps. First, the limits of the model were set out so as to ensure maximum flexibility and prevent any kind of significant “border effect” within the Avre basin, the area of interest for which abstraction rules for sustainable water resources management will need to be determined.

Indeed, analyzing collected data previously suggested that groundwater divides at the catchment borders could sometimes disappear during droughts. For that reason, in all cases, model limits were placed sufficiently far beyond the groundwater divides which are directly linked to the borders of the Avre basin. The resulting limits chosen were for most of them natural, often representing major faults (when thought to be impermeable), rivers (when draining the aquifer system) and distant groundwater divides; these in fact match the limits set out for the geological model (Fig. 1). Limits taken as major impermeable faults or distant groundwater divided were handled as no flow boundaries and those placed on draining rivers were set out to be constant heads.

Next, the above geological model was enriched and adapted according to hydrogeological needs, but also simplified to comply with computing constraints. This was done on the basis of available data, but also in a way that it would not significantly alter resulting accuracy of the hydro-system flow model. During this process, the geological model was reduced from 11 to 5 layers (Table 1). For example, the two weathered chalk layers which are contiguous were combined into one single layer of weathered chalk which extends over the entire modelled area. Properly adapting hydrodynamic properties was sufficient to account for heterogeneities in this case.

Table 1: Summary of the groundwater system flow model general geometry and grid characteristics

Model layer.	Hydrogeological formations represented	Mesh size range (m)	Number of meshes
1	Alluvium and flint-rich clay	100 – 500	37 672
2	Perche Sands	100 - 500	3 904
3	Weathered chalk	100 - 500	39 205
4	Upper Turonian and Senonian chalk	100 - 500	23 015
5	Lower Turonian and Cenomanian chalk	100 - 500	39 185
TOTAL			142 981

In addition, in order to better determine potential discontinuities which can account for axes of more rapid or preferential groundwater flow known to affect vast portions of the region, the geological model was enriched with three kinds of data: lineaments, alignments of sinkholes and tracer test results. These complement the fault system already included in the model.

The geometry of the hydro-system flow model was next set up based on the above described simplified and enriched geological model. The vertical geometry of the hydro-system flow model included therefore 5 active hydrogeological layers (Table 1), which were set up to be hydraulically potentially connected to each other in all the areas where they directly overlap, whichever their position was in the geological framework. The top and the bottom of each active layer are precisely located in the 3D space based on absolute topographic heights at each mesh of the grid. The basis of the aquifer system composed of the Gault clay and the lower Cenomanian formation was defined to be aquiclude.

Horizontal discretization of the layers was achieved using a variable size square mesh nested grid ranging from 100 m to 500 m. This was done according to the distribution of the zones of interest (generally the Avre River valley, the well fields, the main spring and resurgence areas, the wetlands), the size and the complexity of modelled objects (i.e; potential discontinuities), the required precision and the distribution of available data (in particular data used to control the calibration process).

As groundwater – surface water exchanges represents an important process in the chalk environment, river flow needed to be introduced in the model. The river network was therefore included in the aquifer system flow model as a georeferenced arborescent (tree like structure) network linked of the hydrogeological layer closest to the ground surface. It is hydraulically connected to the latter so that flow exchange between surface and groundwater can take place as needed, according to prevailing hydraulic gradients, and to the geometry and permeability of the river bed. The river network is divided into segments through which water can flow whenever they are not dry. River segments are determined according to their characteristics (width, slope, thickness of the river bed, ...), to the distribution of control points (i.e.; gauging stations) and to the expected interactions with the underlying groundwater.

River flow simulation is handled using the governing mass balance and related equations summarized in Table 2 :

Table 2: General principles used for river flow simulation in MARTHE (Thierry, 2015)

$$Q_{av} = Q_{am} + Q_{ech} + Q_{rui} + Q_{inj} - dSTO/dt \quad (1), \text{ where :}$$

Q_{av} = downstream flow; Q_{am} = upstream flow ; Q_{ech} = groundwater/river exchange flow ; Q_{rui} = overland flow and overflow; Q_{inj} = source term (pumping in/out) and STO = storing yield.

$$Q_{av} = \frac{1}{n} \cdot A \cdot R^{2/3} \cdot \sqrt{(Slope)} \quad (2), \text{ where :}$$

A = Segment cross-section; R = Hydraulic radius $(W_{idth} \times H_{rl}) / (W_{idth} + 2 H_{rl})$; n = Manning-Strickler coefficient (rugosity); $Slope$ = Slope of the river segment; H_{rl} = Water height above the river bed; W_{idth} = River width in the segment.

When small overspill dams impedes or modifies natural river flow at the downstream edge of the river segment, equation 2 is replaced by a overspill dam law, as show in equation 3.

$$Q_{av} = Width \times FactQ \times \sqrt{(2g)} \times (H_{rl} - H_{seuil})^i \quad (3), \text{ where :}$$

$FactQ$ = Unitless factor with a default value around 0,4; g = gravitational acceleration; H_{seuil} = height above the river bed of the top of the dam; i = Exponent, usually taken to be 1,5.

Springs and resurgences included in the modelled area were set out to be overflow nodes, just as it is the case for the entire topographic surface, meaning that any water which exceeds the nodes' topographic level becomes parts of the overland flow.

Calibration proceeded in two steps ; first in steady state, based on data from the relatively dry hydrologic year 2005-2006, and next in transient state over the period 1990 – 2012. The time step used for calibration of the hydro-system flow model was the day. For more details about the building process of the hydro-system flow model, the reader is referred to David et al., 2017 et Pennequin et al., 2017.

RESULTS

Results obtained with this combined geological and hydro-system flow modelling approach were quite satisfactory, particularly in low water conditions, the situation when water management is most critical and for which pumping rules will need to be established in order to satisfy all water uses, as well as ensuring a safe biological flow in the Avre river. Examples issued from the calibration process are given in Figure 4.

As first thought, in several cases geology plays a determining role on groundwater flow and on the formation of springs and resurgences zones; in the Verneuil/Avre area, for example, the model calibration procedure strongly suggested that the southern portion of the faults system accounts for the high density of springs tapped by the Paris Water Company and, more generally, for the major resurgences which characterize this sector. Indeed, to help matching observed and computed piezometric levels and river flow in the area, it was necessary to insert an impermeable fault in the model which forced the groundwater up into the river and out of the springs. But this alone was not sufficient; introducing preferential flow (more rapid flow) along many of the lineaments was also necessary to completely account for the important spring flow observed in the area, and to manage fitting the measured and computed data for the control parameters (groundwater levels, spring flow and river flow – cf. Figure 5).

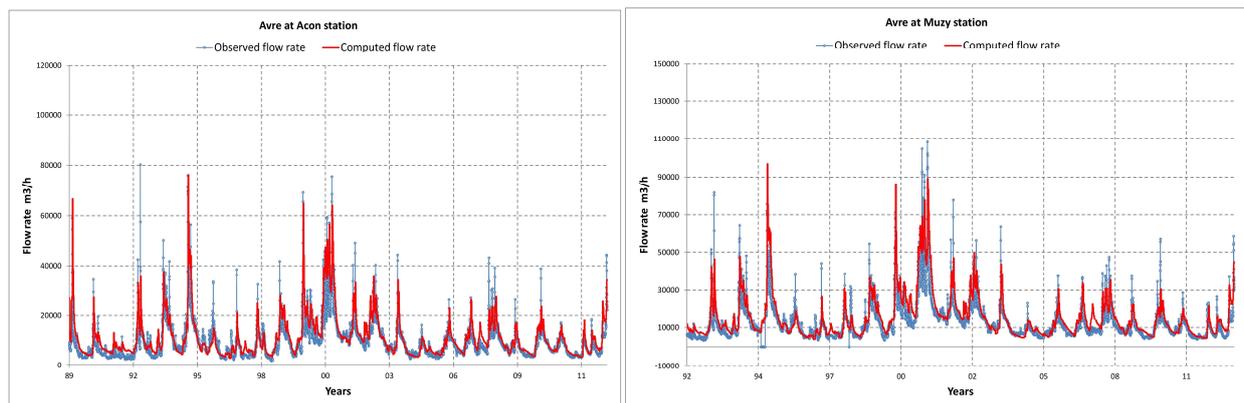


Fig. 4 : Model calibration results. Example of computed and measured daily flow rates in the Avre river at the Acon (closed to Verneuil) and Muzy (outlet of the Avre basin) gauging stations (legend : x-scale in years, y-scale in cubic meters/h)

Calibration results also showed generally strong interactions between groundwater and surface water (rivers and wetlands). In fact, this phenomenon can vary and become inverted along the river course and through time, according to the hydraulic gradients evolutions. However, in areas where great densities of sinkholes are found, including in the river bed, rivers most of the time loose water to the underlying aquifer system. These areas indeed are characterized by fractured or karstic conduits which extend sometimes over great distances in the subsurface of the valley, generally a few meters (3 to 10 m) beneath the river and roughly following their course, thereby engendering dual rapid flow, above in the river bed and below in the aquifer system. The weathered chalk in these portions of the valleys required high to very high permeability values during the calibrating process, as it is the case upstream in the Avre river basin for example.

The model, once calibrated, allowed first computing the natural flow of the Avre river, in the situation where no pumping occur, and next, the river flow for a dry year with a 5 year return period (computed both through empirical distribution of minimum monthly river flow for each year and through adjusting process according to a Galton law). The latter next served as the basis to determine the impact on the Avre river of various pumping schemes for drinking water purposes, agriculture and industry. Results showed that impact of existing pumping remains low upstream, thereby not accounting for river dry out episodes, which were essentially due to climatic events (extended drought periods) or sinkhole formation in the river bed. However, average pumping for drinking water in the Verneuil/Avre area (10 M m³/yr to supply both local and Paris area water needs) have consequences that can be moderate on the river flow, reducing it by 25 to 30% at two river gauging stations (Acon/middle-basin and Muzy/downstream). Impacts from existing pumping for agriculture and industrial needs remain relatively low in the Avre river basin.

These model results are now being used to determine the framework for sustainable water resources management, which will allow satisfying drinking water needs, both on a local basis and for the Paris area, while keeping enough water in the rivers (Avre and tributaries) to maintain a safe biological river flow and to ensure sustainability of existing ecosystems.

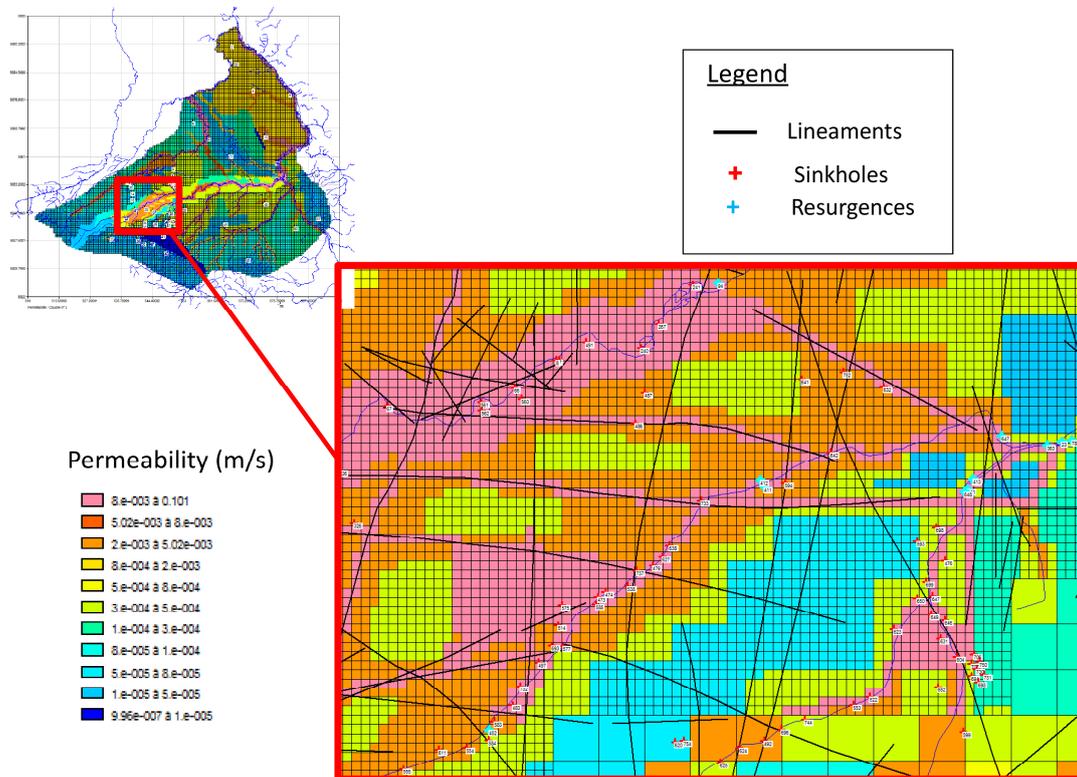


Fig 5 : Model calibration results: example of permeability distribution in the weathered chalk layer (layer 3). High values are often found in karstified portions of river valleys and along fractured axes or karstic conduits developed along specific lineaments, sinkhole alignment arrays and faults.

CONCLUSION

In conclusion, modelling hydro-system flow in the chalk environment of eastern Normandy where dual flow often occurs (darcian/fractured and karstic), notably requires to properly define the geometry of the aquifer system, its discontinuities, its erosion features (i.e. sinkholes), as well as the geometry of the overlying river network to simulate river flow, since groundwater and surface water cannot be dissociated in the Normand chalk environment.

Building a geological model beforehand and including in it the major discontinuities and tectonic features (major faults systems, anticlines, synclines, ...), allows for setting up the 3D geometry of the aquifer reservoirs in the most accurate way possible, and represents a strong basis for the hydro-system flow model which follows. Furthermore, including in it secondary structures such as lineaments and erosion features, for example sinkholes, will further reinforce the building basis for the hydrodynamic flow model. Adding next the appropriate river network geometry to allow for river flow simulation and connecting it to

the groundwater flow model, brings to the hydro-system flow model, at the same time, the necessary constraints and the needed flexibility.

This approach was applied to the Avre hydro-system flow model. Basing it on a 3D geological model helped better guiding and constraining its calibration process, making it more efficient, as the aquifer system geometry was better defined. This, for example, allowed for directly focusing on known or inferred structures, faults and lineaments, either to accelerate or increase groundwater flow along their axes to bring the necessary water to adjacent springs and resurgence areas or, on the contrary, to prevent or retard flow. Indeed, coupling the geological knowledge to water flow needs in springs and rivers, helped, to the extent of the available control data, differentiating between permeable and impermeable faults or lineaments, or between those which gave birth to karst conduits or major fractured axes generating fast flow components in the groundwater flow field and, those, which on the contrary, opposed a partial or a fully watertight barrier to ground water flow, as it is the case in the Verneuil/Avre region where a major impermeable fault system forces the groundwater up to the ground surface to form aligned spring arrays. This area in fact is probably the most sensitive one in the Avre basin, as a lot of spring water is being tapped there to be sent out to the Paris area for drinking water purposes.

The importance of geology and erosion features became apparent early in the calibration process. Although many features seemed to have no significant or little impact on the subsurface flow pattern at the scale of the model, probably also due to a lack of control data in some cases, some definitely had a major impact, driving and conditioning the flow field.

Preferential flow in these areas generally has been dealt with high to very high permeability values ; this seemed to be rather sufficient as the karst conduits in the area usually are relatively small and the mesh size used for the model, relatively wide compared to the diameter of the karst conduits. Moreover, many so inferred karst conduits could in fact be intensely fractured axes linked to geological structures.

It is felt that this double combined approach (setting up an hydro-system flow model on the basis of a geological model and simulating both groundwater et river flow) often allows for obtaining more realistic values for the various parameters of the hydro-system flow model, as the underground and surface reservoir geometries are better defined, the fast flow vectors of the groundwater most often follow more realistic pathways, the links between discontinuities and surface karst expressions (spring arrays, ...) can be more readily established, and as river flow can be readily used as a control data to better control exchange between surface and groundwater. At the end, a better and more performant flow model is built, closer to the reality it is supposed to simulate.

References list

- 1 **David, P.Y (2012)** – Elaboration d'un outil de gestion des prélèvements d'eau sur le bassin de l'Avre : phase 1 : état des connaissances et phase 2 : Analyse des données – rapport final. Rapports BRGM/RP-60458-FR, 204 pp.
- 2 **Bourgine B. (2006)** - Modélisation géologique 3D à l'aide du programme MultiLayer - Version 3 – Rapport technique. BRGM/RP-53111-FR
- 3 **Bourgine B., Prunier-Leparmentier A-M., Lembezat C., Thierry P., Luquet C. and Robelin C. (2008)** - Tools and methods for constructing 3D geological models in the urban environment. The Paris case., Proceeding of the Eighth international Geostatistics congress, J.M. Ortiz and X. Emery Editors, Vol 2, pp. 951-960.

4 **David P.Y, Loiselet C., Pannet P., Matthieu F, Lasseur E. et Servièrè M. (2015)** – Modélisation hydrodynamique du bassin versant de l'Avre – Phase 3 : Acquisition de données complémentaires – Phase 4 a : Construction du modèle géologique. Rapport BRGM/RP-64817-FR. 135 pp.

5 **Thiery D. (2015)** - Code de calcul MARTHE Modélisation 3D des écoulements dans les hydrosystèmes, Notice d'utilisation de la version 7.5. Rapport BRGM/RP-64554-FR.

6 **David P-Y. (2012)** – Inventaire régional Haute-Normandie des bétoires, trajets souterrains des eaux (traçages) et des exutoires - Rapport final d'année 4 et synthèse des 4 années. Rap. BRGM/RP-61691-FR, 128 p., 44 ill., 9 ann.

7 **David P.Y., Pennequin D., Servièrè M. and Amaroui N. (2017)** – Elaboration d'un outil de gestion des prélèvements d'eau sur le bassin de l'Avre. Phase 4b : Construction et calage du modèle hydrogéologique. Phase 5 : Exploitation du modèle. Rapport BRGM/RP-64826-FR, 232 pp.

8 **Pennequin D., David P.Y., Servièrè M., Amraoui N. and Loiselet C. (2017)** - Hydro-system flow modelling for water resources management in the fractured and karstified chalk aquifer environment of Eastern Normandy. In EUROKARST 2016, Neuchâtel, Advanced in karst sciences. P. Bernard, C. Bertrand Eds, Springer International Publishing, Switzerland, 2017.

Identification d'un proxy pour les produits phytosanitaires au niveau du captage AEP d'Yport.

**Michaël Savary^(1,2), Nicolas Massei⁽¹⁾, Anne Johannet⁽²⁾, Jean Paul Dupont⁽¹⁾,
Emmanuel Hauchard^(1,3)**

(1) Université de Rouen, M2C, Place E. Blondel, 76821 Mont-Saint-Aignan, France

(2) Ecole des mines d'Alès, LGEI, 6 avenue de Clavières, 30 319 Alès Cedex, France

(3) Communauté d'agglomération Havraise, 19 Rue Georges Braque, 76600 Le Havre, France

michael.savary@mines-ales.fr

MOTS CLES : Produits phytosanitaires, Karst, POCIS.

RESUME

Près de 25% de l'approvisionnement en eau potable dans le monde est issue des aquifères karstiques. Par conséquent, la compréhension et la protection des aquifères karstiques apparaît comme essentielle.

En Normandie, l'eau potable est issue de l'exploitation de l'aquifère de la craie qui présente régionalement une forte réserve en eau et qui se trouve localement très karstifié. Cette forte karstification associée à une exploitation agricole importante rend cette ressource en eau fortement vulnérable.

Dans ce contexte, notre étude vise à identifier un proxy des produits phytosanitaires au niveau du captage d'Yport responsable d'environ la moitié de l'alimentation en eau potable de l'agglomération Havraise (comprenant plus de 240 000 habitants). Le captage d'Yport est identifié comme un captage prioritaire dans le cadre de la Loi Grenelle de 2009 visant à contrôler et limiter la concentration en pesticides et nitrates. Le bassin d'alimentation du captage d'Yport possède une superficie de 320km² avec une exploitation majoritairement agricole et naturelle (forêt). La présence de loess formant une croute de battance associée à des dolines (bétoires) entraîne ensuite un ruissellement et une infiltration rapide de l'eau. L'eau ressurgit ensuite au niveau de sources localisées dans la zone tidale de la côte.

De par la complexité des systèmes karstiques, et la variabilité temporelle d'utilisation des produits phytosanitaires, la méthode d'échantillonnage en vue de la quantification des produits phytosanitaires et le pas de temps ne permettent pas de quantifier la qualité globale de l'eau souterraine.

Dans ce travail, nous avons choisi d'utiliser des POCIS permettant un échantillonnage cumulatif sur une période de temps et ainsi l'obtention d'une concentration moyenne de

produits phytosanitaires. Les résultats ont alors souligné la complexité du système mais également la possibilité d'utiliser la conductivité comme proxy des produits phytosanitaires.

Prévision de la turbidité par apprentissage statistique : cas du forage pour l'alimentation en eau potable d'Yport.

Michaël Savary^(1,2), Nicolas Massei⁽¹⁾, Anne Johannet⁽²⁾, Jean Paul Dupont⁽¹⁾,
Emmanuel Hauchard^(1,3)

(1) Université de Rouen, M2C, Place E. Blondel, 76821 Mont-Saint-Aignan, France

(2) Ecole des mines d'Alès, LGEI, 6 avenue de Clavières, 30 319 Alès Cedex, France

(3) Communauté d'agglomération Havraise, 19 Rue Georges Braque, 76600 Le Havre, France

michael.savary@mines-ales.fr

MOTS CLES : Turbidité, Karst, Réseau de neurones.

RESUME

Près de 25% de l'approvisionnement en eau potable dans le monde est issue des aquifères karstiques. Par conséquent, la compréhension et la protection des aquifères karstiques apparaît comme essentielle.

En Normandie, l'eau potable est issue de l'exploitation de l'aquifère de la craie qui présente régionalement une forte réserve en eau et qui se trouve localement très karstifié. Du fait de l'érosion des sols et des nombreuses connections entre la surface et le sous-sol typique des zones karstiques, la ressource en eau est fréquemment affectée par des évènements turbides. La modélisation et la prévision de l'occurrence de ces évènements turbides représentent un défi de par la non linéarité de la réponse entre précipitations et turbidité.

Dans ce contexte, notre étude vise à créer un modèle capable de prédire les évènements turbides au niveau du captage d'Yport responsable d'environ la moitié de l'alimentation en eau potable de l'agglomération Havraise (comprenant plus de 240 000 habitants). Le captage d'Yport est identifié comme un captage prioritaire dans le cadre de la Loi Grenelle de 2009 visant à contrôler et limiter la concentration en pesticides et nitrates. Le bassin d'alimentation du captage d'Yport possède une superficie de 320km² avec une exploitation majoritairement agricole et naturelle (forêt). La présence de loess formant une croute de battance associée à des dolines (bétoires) entraîne ensuite un ruissellement et une infiltration rapide de l'eau. L'eau ressurgit ensuite au niveau de sources localisées dans la zone tidale de la côte.

Dans ce travail, de par la complexité des systèmes karstiques, les modèles semblant les plus adaptés sont les modèles de types boîte noire. Pour cela, grâce à leur capacité

d'identification des fonctions non-linéaires, les réseaux de neurones formels nous ont permis d'effectuer une prédiction des arrivées d'eaux troubles 12h en avance.

SESSION 2

Nouveaux concepts, outils et méthodologies développées pour l'étude, la surveillance, la modélisation des aquifères craeux

Posters

Le site expérimental hydrogéologique de Beauvais (Les Hauts-de-France): de l'observation à l'expérimentation hydrogéophysique

Lahcen Zouhri ⁽¹⁾, Pascale LUTZ ⁽¹⁾, Pierre-Evan Meurant ⁽²⁾,

(1) **AGHYLE**, SFR Condorcet FR CNRS 3417, UniLaSalle Beauvais, 19, rue Pierre Waguët 60000 Beauvais

(2) **UniLaSalle Beauvais**, 19, rue Pierre Waguët 60000 Beauvais

lahcen.zouhri@unilasalle.fr ; pascale.lutz@unilasalle.fr ; pierre-ewan.meurant@unilasalle.fr

MOTS CLES : hydrodynamique, perméabilité, hydrogéophysique.

RESUME

Les eaux souterraines représentent un facteur majeur dans le développement économique et social de la région Hauts-de-France et principalement en Picardie. Au cours de la dernière décennie, le développement des activités industrielles, agricoles ainsi que celles de l'aéroport de Beauvais-Tillé, provoque une forte pression sur l'aquifère de la région. Par conséquent, il s'avère nécessaire de rechercher de nouvelles ressources profondes en mettant en place des zones de protection des eaux souterraines. Ce travail examine la mise en place du site expérimental hydrogéologique de Beauvais qui a été réalisé sur le campus de l'Institut Polytechnique UniLaSalle. Doté d'une vingtaine de forages et piézomètres hydrogéologiques de 100 m de profondeur, ce site permet de combiner les approches expérimentales et numériques pour : i) comprendre la recharge de la nappe de la craie ; ii) estimer les caractéristiques hydrodynamiques en employant les méthodes hydrogéophysiques (sondage par résonance magnétique des protons); iii) suivre l'évolution en profondeur des caractéristiques physico-chimiques de l'aquifère par sondes diagraphiques au sein des forages ; iv) modéliser la nappe de la craie afin d'améliorer les résultats relatifs aux caractéristiques hydrodynamiques.

INTRODUCTION

L'aquifère de la craie représente un potentiel hydraulique très important dans la région Hauts-de-France. Dans cette région, la craie alimente la Picardie et le Nord-Pas-de-Calais. Les ressources en eau dans le département de l'Oise ont contribué d'une manière très significative au développement des activités agricoles et industrielles. La recherche de nouvelles ressources profondes a concerné principalement la nappe de la craie. Afin de comprendre le fonctionnement hydrogéologique de la craie et d'apporter des informations quantitatives et qualitatives, l'Institut Polytechnique UniLaSalle (Beauvais) a mis en place un

site expérimental dédié à la fois à l'observation du comportement de la nappe de la craie et à l'expérimentation hydrogéophysique (Figure 1).

RECHARGE DE LA NAPPE SOUTERRAINE

Les forages hydrogéologiques qui ont été implantés dans la craie et sur une profondeur de 110 mètres font l'objet de plusieurs études et publications internationales en hydrogéophysique (Zouhri et Lutz, 2010, 2016 ; Zghibi et al., 2014). Afin de suivre les fluctuations de la nappe souterraine, les forages hydrogéologiques ont été équipés d'un système automatique qui consiste à relever la pression de l'eau, la température de l'eau ainsi que la conductivité électrique. En effet, un des objectifs de ce suivi automatique est d'observer les fluctuations de la nappe souterraine en fonction des saisons mais aussi de caractériser la recharge du système hydrogéologique crayeux. Ce suivi en continu (in-situ) de l'état piézométrique se fait en employant les sondes de type DIVERS. Grace à la station météorologique de l'Institut, l'étude de la recharge fait appel à d'autres informations climatiques afin de calculer les termes du bilan d'alimentation en eau (ETP, ETR, Infiltration et Ruissellement).

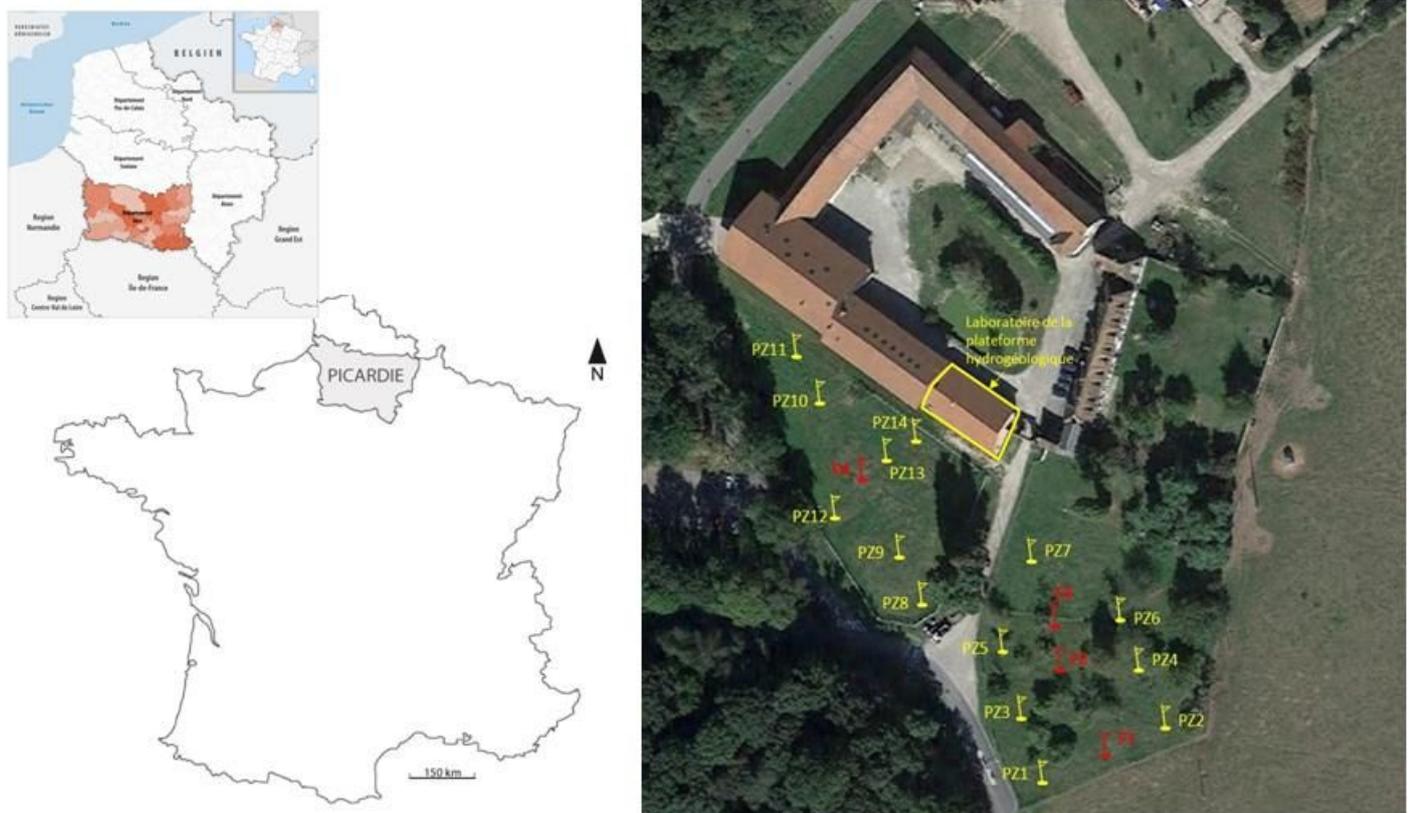


Figure 1—Localisation du site expérimental et de la plateforme hydrogéologique de Beauvais (Campus UniLaSalle).

D'après les études (Zghibi et al., 2014), le coefficient d'infiltration, qui prend en compte le type de sol, l'occupation du sol ainsi que l'évapotranspiration, est de l'ordre de 25% de la moyenne annuelle des précipitations. Les investigations hydrogéologiques de la nappe libre crayeuse ont montré une profondeur de l'ordre de 38 à 40 mètres. Le bilan de la nappe d'alimentation se base sur l'expression suivante :

$$P = R+Q+ETR+dw$$

Avec,

P : précipitations (mm) ; R : recharge (mm) ; Q : ruissellement (mm) ; ETR : évapotranspiration réelle (mm) ; dw : variation du stock dans le sol (mm).

En se basant sur le calcul journalier qui a été réalisé à partir des données issues de la station météorologique de l'Institut Polytechnique et en appliquant la méthode de Thornthwaite (1957), les précipitations durant 1999-2008 sont de l'ordre de 7314,5 mm, l'évapotranspiration réelle atteint 4302,05 mm (58,8% des précipitations) et l'excédent (R+Q) est de l'ordre de 1867,31 mm (25,25% des précipitations).

L'allure générale de l'évolution piézométrique déduite des capteurs automatiques durant 2016 montre une recharge globale allant de mars 2016 (Figure 2) à juin 2016 puis un cycle de décharge allant de juin 2016 à février 2017 à partir duquel la nappe recommence un nouveau cycle de recharge. L'augmentation de la charge hydraulique, notamment de mars 2016 au 15 juin 2016, est environ de 2 m.

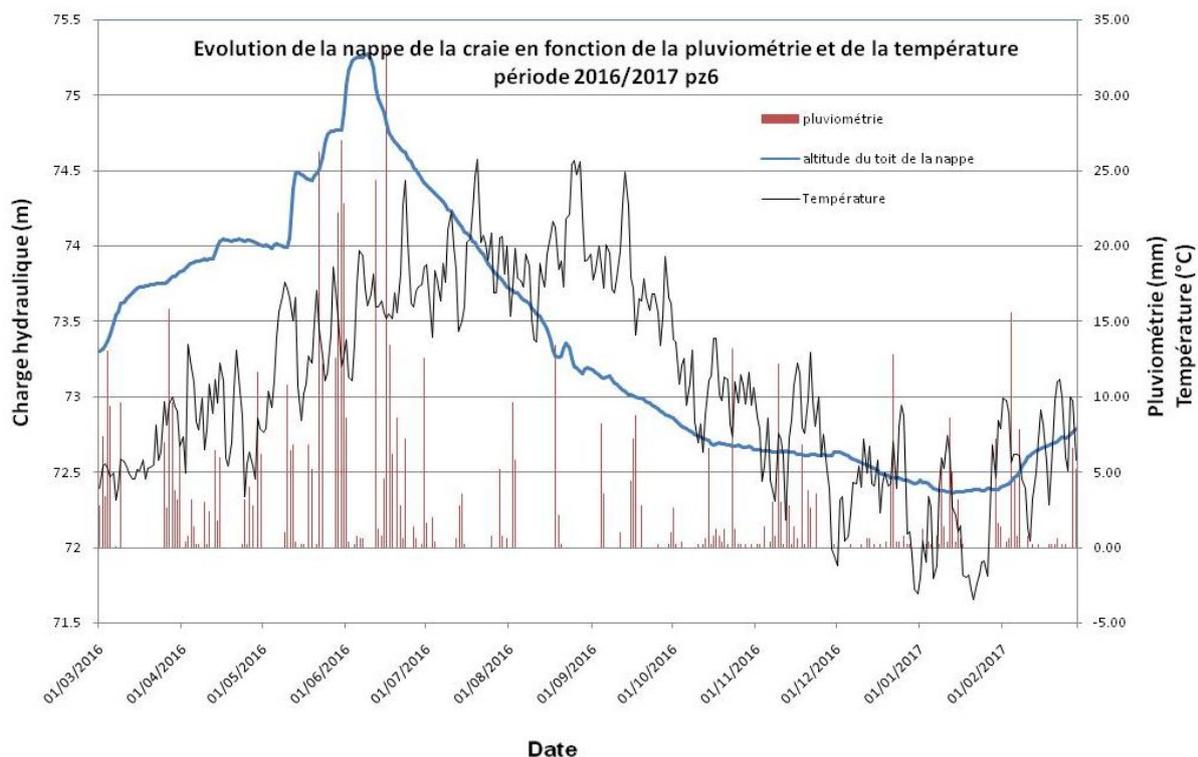


Figure 2 – Evolution de la charge hydraulique et identification des périodes favorables à la recharge de la nappe de la craie (Piézomètre Pz6 de du site expérimental hydrogéologique de Beauvais-UniLaSalle).

Depuis son inauguration en 2015, les membres de l'équipe de recherche AGYHLE (Agroécologie, Hydrogéochimie, Milieux et Ressources) ont adopté une démarche expérimentale basée sur l'acquisition de données géophysiques. Le couplage de la tomographie électrique et les sondages par Résonance Magnétique des Protons permettent d'améliorer les connaissances hydrogéologiques de la nappe de la craie. La campagne 2016-2017 se distingue par une prise de mesures régulières à proximité du campus UniLaSalle.

TOMOGRAPHIE ELECTRIQUE

Des prospections électriques sont régulièrement réalisées sur le site expérimental à proximité des forages et piézomètres, ainsi que des mesures par sondes de diagraphie introduites au sein de ces mêmes ouvrages, afin de suivre les paramètres pétrophysiques de l'aquifère.

La tomographie électrique est réalisée à l'aide d'un système multi-électrodes 4 canaux (Résistivimètre ABEM TERRAMETER SAS 4000 et multiplexeur ES1064eC) en utilisant 64 électrodes et avec un espacement de 5 mètres. Le traitement a été réalisé grâce au logiciel RES2DINV. Les deux protocoles d'acquisition "gradient" et "pôle-dipôle" ont été utilisés, car ils permettent d'obtenir respectivement des sections de résistivité de bonne résolution et de plus grande profondeur d'investigation : 45 m pour le dispositif gradient et 90 m pour pôle-dipôle.

La section électrique (Figure 3) révèle des variations des valeurs de la résistivité en relation avec la lithologie, la teneur en eau, l'altération et la fracturation de la craie : une première couche à faible résistivité (< 40 ohm.m) correspondant aux silts à silex et des formations superficielles à dominance argileuse. Les valeurs de résistivité qui varient entre 60 et 100 ohm.m pourraient correspondre au niveau de la nappe de la craie.

Les enregistrements par diagraphie ont été réalisés grâce à des sondes de marque Geovista descendues dans les forages afin de mesurer le Gamma-Ray, la conductivité électrique de l'eau ainsi que la température. L'évolution du Gamma-Ray, c'est-à-dire de la radioactivité naturelle, contribue à une meilleure compréhension lithologique de l'aquifère crayeux par l'identification des zones d'altération de la craie et la présence d'argile. Ces mesures, reportées sur la section électrique L1 (Figure 3), permettent de réaliser des corrélations entre forages en termes de paramètres pétrophysiques.

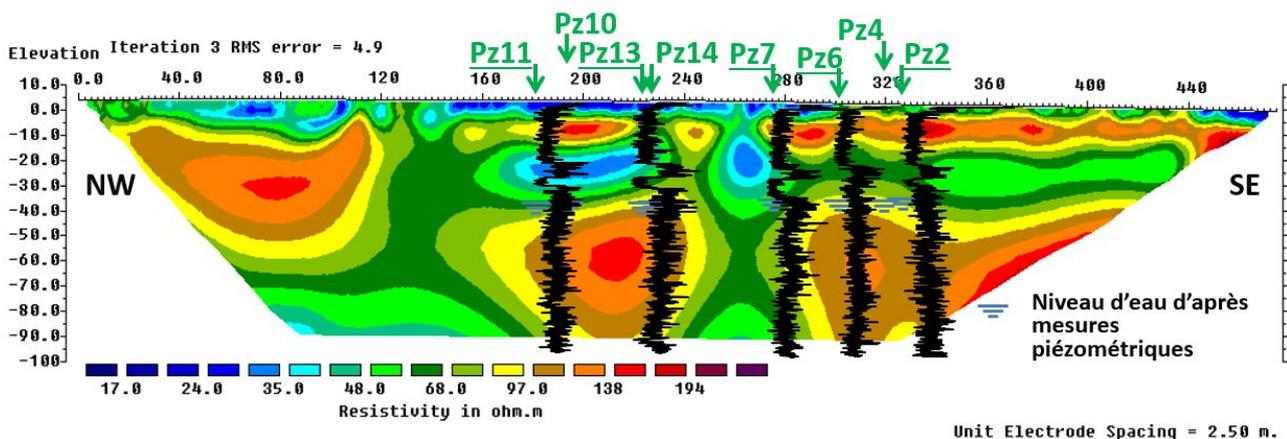


Figure 3 – Section de résistivité électrique L1 à proximité des forages et piézomètres du site expérimental hydrogéologique de Beauvais-UniLaSalle et courbes du gamma-ray mesurées au sein des piézomètres Pz11, Pz13, Pz7, Pz6 et Pz2.

En effet, une augmentation des valeurs de Gamma-Ray semblent correspondre à une faible résistivité. Cette comparaison a été observée notamment entre la surface et les premiers mètres (1,5 mètres, avec 20-30 CPS). Les valeurs de Gamma-Ray diminuent par la suite à 7 CPS jusqu'à 23 mètres. L'altération des formations crayeuses contribue ensuite à l'accroissement du Gamma-Ray (environ 18 CPS) de 23 mètres à 30 mètres. Quant à la conductivité électrique (après correction à la température de 25 °C), les valeurs mesurées varient de 600 à 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, lorsque la nappe souterraine est en état statique. Ce paramètre doit faire l'objet d'autres investigations expérimentales notamment en situation dynamique de la nappe crayeuse.

RESONANCE MAGNETIQUE PAR PROTONS

Sur le campus UniLaSalle, les sondages par Résonance Magnétique des Protons (RMP) sont réalisés en utilisant le système "NumisPoly" d'Iris Instruments. Il s'agit d'une méthode non destructive apportant des informations hydrogéologiques en fonction de la profondeur, telles que : la teneur en eau, la perméabilité et la transmissivité.

Une campagne de sondages RMP débute par des mesures préalables de 2 types sur l'ensemble de la zone prospectée : mesures du niveau de bruit électromagnétique et mesures des variations du champ magnétique.

Le niveau de bruit électromagnétique permet de savoir si les mesures par sondage RMP peuvent fournir des informations fiables sur les paramètres hydrogéophysiques du sous-sol (nécessité que le bruit mesuré par le « mesureur de bruit » soit inférieur à 1 μV) et de choisir le type de boucle d'excitation des protons de l'eau (boucle carrée si le bruit est inférieur à 0,1 μV ; boucle en huit carrée si le bruit est compris entre 0,1 et 1 μV). De telles mesures de bruit sur le campus de l'institut ont permis de révéler la possibilité de réaliser des sondages par RMP à 1 km environ au nord du site expérimental UniLaSalle (Figure 4a). Des sondages RMP en boucle carrée de 100 m de côté sont ainsi régulièrement réalisés dans ce secteur pour suivre les variations temporelles de la teneur en eau, perméabilité et transmissivité jusqu'à une profondeur de 90 m environ. Il est à noter que, malheureusement, le niveau de bruit électromagnétique au niveau des piézomètres et forages du site expérimental UniLaSalle est bien supérieur à 1 μV , ne permettant pas de mettre en œuvre de sondages RMP à proximité.

Une seconde condition pour la mise en œuvre de sondages RMP est la stabilité de champ magnétique dans le secteur étudié à 20 nT près et la connaissance de la valeur moyenne de ce champ au niveau de la boucle déployée afin d'estimer la fréquence du signal d'excitation à appliquer (devant être égale à la fréquence de Larmor). C'est la raison pour laquelle chaque campagne de sondages RMP sur la zone d'étude débute par des mesures du champ magnétique en utilisant le magnétomètre GEOMETRICS G856AX.

Des tomographies électriques ont également été réalisées (Figure 4b) à proximité des sondages RMP pour définir un modèle de résistivité (Figure 4c) pris en compte dans l'inversion des données.

Les 4 sondages RMP S5, S6, S7 et S8 sont régulièrement réalisées depuis 2015 en utilisant le système "NumisPoly" d'Iris Instruments et le logiciel Prodiviner. Les paramètres d'acquisition adoptés sont identiques d'une campagne à une autre afin de pouvoir établir une comparaison précise. Ces paramètres sont les suivants : double pulse, durée d'impulsion de 40 ms, durée d'enregistrement de 240 ms, un « stackunder noise level » compris de 40 à 80 et un « noise cutoff » d'environ 2000 nV, aucun filtre à l'acquisition.

Les données brutes sont ensuite traitées en utilisant le logiciel Samovar V6.6 (Iris Instruments), en adoptant des paramètres d'inversion identiques pour chaque sondage. Après la génération de la matrice d'inversion, le traitement a été réalisé en adoptant les paramètres suivants : filtre « running average », filtre étroit du 50 Hz, paramètres de régularisation : 500 pour E et T_2^* , 10 pour T_1^* , modèle 30 couches, un coefficient de calibration C_p de $3,5 \cdot 10^{-8}$ (valeur estimée pour la craie dans le nord de la France par Vouillamoz (2003) à partir de résultats d'essais de pompage).

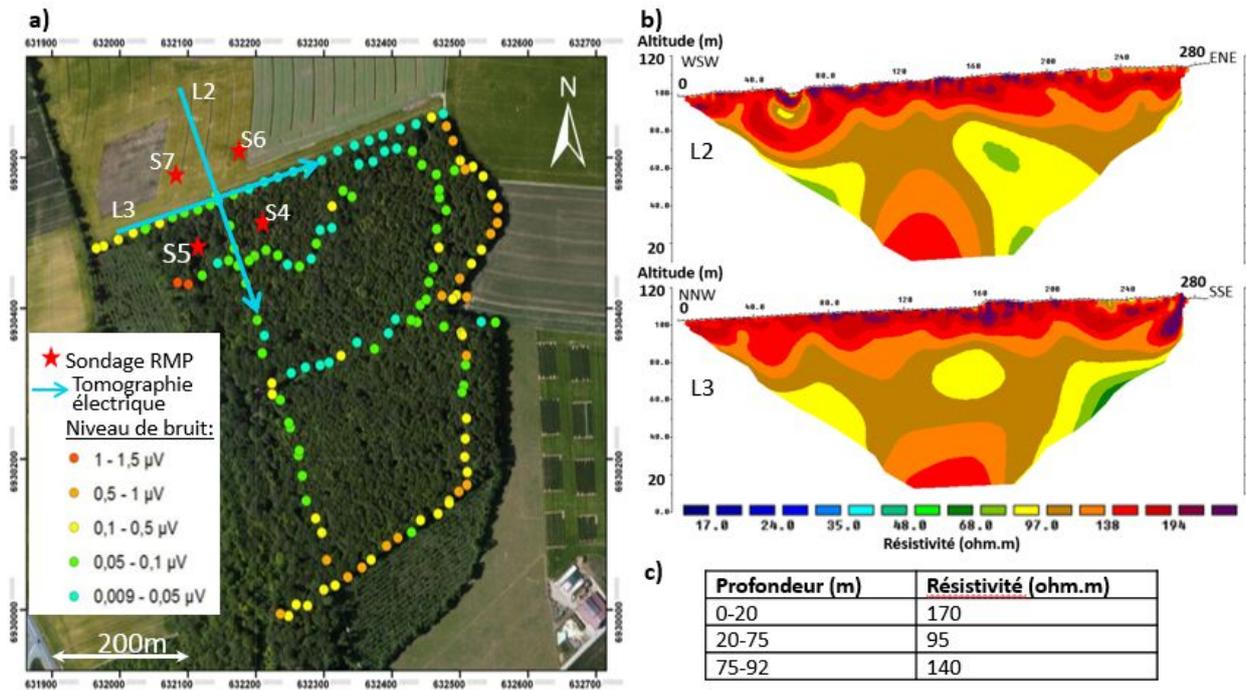


Figure 4 – a) Localisation des sondages RMP (boucles carrées de 100 m de côté) régulièrement réalisés à proximité du site expérimental de Beauvais-UniLaSalle (S4, S5, S6 et S7) et mesures du niveau de bruit électromagnétique ; b) Sections de résistivité électrique L2 et L3 réalisées à proximité des sondages S4, S5, S6 et S7 ; c) Modèle de résistivité déduit des sections L2 et L3 et pris en compte pour l'inversion des données par sondages RMP.

Un exemple de résultats en terme de teneur en eau en fonction de la profondeur est présenté Figure 5a pour le sondage S6 et Figure 5b pour le sondage S7, pour différentes dates. Le niveau de l'aquifère mesuré dans les piézomètres et forages du site expérimental a également été reporté sur ces diagrammes. La comparaison de ces résultats permet de révéler les variations temporelles et spatiales de la teneur en eau. La répartition hétérogène de ce paramètre est probablement liée à la présence de réseau de fractures qui affecte l'aquifère crayeux. De manière équivalente, l'analyse des résultats en termes de perméabilité et de transmissivité (Figure 6) contribuera à l'amélioration des connaissances hydrogéologiques sur l'aquifère de la craie.

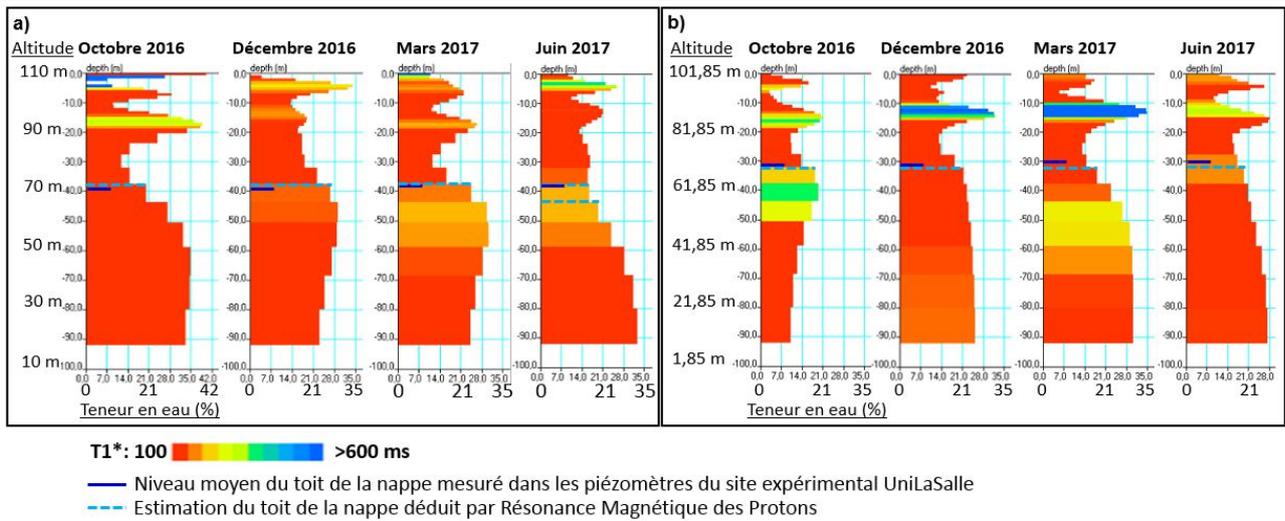


Figure 5 – Evolution temporelle des diagrammes de teneur en eau en fonction de la profondeur déduit des mesures par Résonance Magnétique des Protons à proximité du site expérimental : a) Sondage RMP « S6 », b) sondage RMP « S7 ».

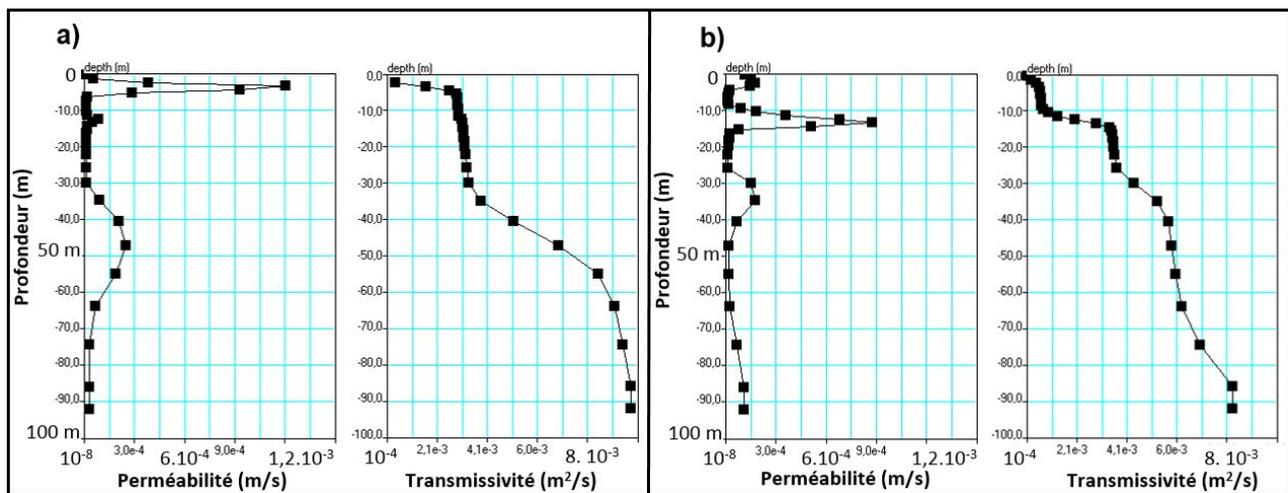


Figure 6 – Courbes de perméabilité et de transmissivité déduites de la campagne RMP de juin 2017 a) sondage « S6 », b) sondage « S7 ».

MODELISATION HYDROGEOLOGIQUE

Le site expérimental a fait l'objet d'une modélisation hydrogéologique dans le cadre d'un encadrement de doctorat de 3^{ème} cycle et d'étudiants issus de Master 2R. Le dernier modèle, réalisé en 2017 (Figure 7), consiste à modéliser l'écoulement souterrain en employant le code MODFLOW FLEX de Schlumberger (en régime permanent et transitoire). Le calage du modèle a permis d'obtenir une piézométrie calculée proche de celle mesurée (état de 2017) avec un écoulement se faisant du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Bien que la différence entre les valeurs calculées et mesurées soit inférieure à 0,18 mètre et le coefficient de corrélation de l'ordre de 0,96, ce calage nécessite une amélioration supplémentaire avec l'implémentation d'autres forages au voisinage du site.

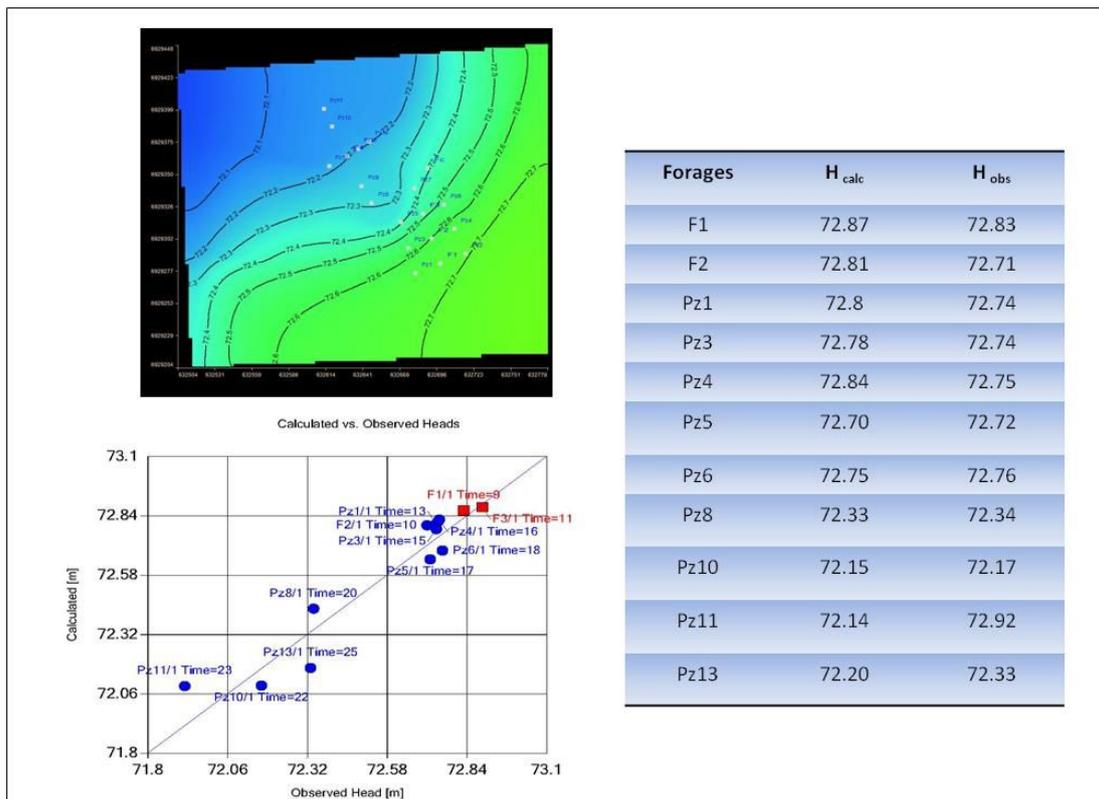


Figure 7–Modélisation de la nappe de la craie (Site expérimental hydrogéologique de Beauvais-UniLaSalle).

CONCLUSION

L'observation et la caractérisation pétrophysique de la nappe crayeuse contribuent à sa compréhension hydrogéologique. Les données acquises apporteront des informations complémentaires à la construction des simulations mathématiques. Les déductions hydrodynamiques issues de la résonance magnétique des protons nécessitent d'autres campagnes hydrogéophysiques et une analyse précise afin d'éclaircir l'hétérogénéité des teneurs en eau et le champ de perméabilité.

BIBLIOGRAPHIE

Thornthwaite CW., Mather JR. (1957).- Instructions and tables for computing the potential evapotranspiration and the water balance. In: Publications Climatology. Laboratory of Climatology, Drexel Institute of Technology, Centerton, New Jersey, USA.

Vouillamoz JM. (2003).- La caractérisation des aquifères par une méthode non invasive : les sondages par résonance magnétique protonique. Thèse de doctorat, Université de Paris-XI, Orsay. 315 p.

Zghibi A., Zouhri L., Tarhouni J., Lutz P. (2014).- Regional Groundwater Flow Modeling of the Chalk Aquifer of Beauvais, Paris Basin, North of France. *Global Journal of Earth Science and Engineering*.1, 57-70 57.

Zouhri L., Lutz P. (2010).- A Comparison of peak and plate electrodes in electrical resistivity tomography: Application to the chalky groundwater of the Beauvais aquifer (Northern part of the Paris Basin, France). *Hydrological Processes*, 24, 3040–3052.

Zouhri L., Lutz P. (2016).-Hydrogeophysical characterization of the porous and fractured media (chalk aquifer in the Beauvais, France). *EnvironmentalEarth Sciences*, 75, 343.

Essai de modélisation de la dynamique hydro-sédimentaire karstique : exemple de la source de la Bruisseriesse, Normandie, France

S. Chédeville ^(1,2,3), **N. Lecoq** ⁽³⁾, **B. Laignel** ⁽³⁾, **J. Rodet** ^(2,4), **D. Todisco** ⁽⁵⁾

(1) *Communauté de l'Agglomération Havraise (CODAH), Hôtel d'agglomération, 19 rue Georges Braque, 76085 Le Havre cedex, France*

(2) *Centre Normand d'Étude du Karst, 76450 Saint-Martin-aux-Buneaux, France*

(3) *Université de Rouen, CNRS UMR 6143 - M2C ; SFR SCALE, 76821 Mont-Saint-Aignan, France*

(4) *CNRS UMR 6143 M2C, Université de Rouen ; SFR SCALE, 76821 Mont-Saint-Aignan, France*

(5) *Université de Rouen ; Département de géographie ; UMR IDEES 6266; SFR SCALE, 76821 Mont-Saint-Aignan, France*

Corresponding author: stephane.chedeville@codah.fr

MOTS CLES : karst, relations mathématiques; variables hydrosédimentaires

RESUME

La source de la Bruisseriesse est un site expérimental exceptionnel pour étudier le transfert sédimentaire en contexte karstique crayeux. En effet, sur ce site nous disposons :

- i) de longues chroniques de précipitations, de turbidité et d'un enregistrement sédimentaire couvrant une période commune allant de 1988 à 2009.
- ii) d'une instrumentation à haute fréquence de la turbidité, du débit, des précipitations, et d'une altimétrie d'un banc sédimentaire de fin 2011 à début 2013
- iii) d'éléments de compréhension de la dynamique sédimentaire dans la source de la Bruisseriesse (Chédeville, 2015)

L'importance des données acquises laisse entrevoir une possibilité de modéliser la sédimentation en fonction du temps à partir des précipitations. La problématique est de savoir si l'on peut prédire la turbidité et la sédimentation lors d'une crue de la Bruisseriesse à partir des précipitations prévues. Cette problématique est applicable à la gestion du traitement de l'eau pour l'alimentation en eau potable. Nous présenterons le principe et la méthodologie employée ainsi que les premiers résultats obtenus et les pistes à suivre.

Des relations débit/turbidité et turbidité/sédimentation ont été identifiées et testées suivant la méthodologie suivante :

- Le logiciel "Eureqa", il utilise la régression symbolique pour identifier les équations et les relations mathématiques cachées dans les données brutes. "Eureqa" a été utilisé ici dans le but de déterminer des relations mathématiques exploratoires entre le débit, la turbidité et la sédimentation. Les données de terrain, acquises de fin 2011 à début 2013, sont utilisées pour la détermination des relations mathématiques.
- Les relations mathématiques proposées par "Eureqa" sont testées avec des données historiques antérieures à 2009 : précipitations, turbidité et remplissage sédimentaire. La vérification est faite par comparaison d'épisodes turbides de même intensité ou par l'utilisation de l'enregistrement sédimentaire. La relation mathématique vérifiée est un premier résultat en soi. Une base physique doit ensuite être trouvée pour la compréhension des processus naturels et les caractéristiques du milieu étudié (travail en cours).

SESSION 3

Aspects opérationnels : vulnérabilité, exploration et surveillance, protection, gestion de la ressource et des milieux humides associés

Communications orales
Oral communications

Origine d'effondrements survenus à la source du Gouffre à Offranville (76) : Karst ou pas ?

MONDAIN Paul-Henri ⁽¹⁾, BOULAY Christopher ⁽¹⁾

(1) CALLIGEE – 1, rue de la Noë – CS 82118 – 44321 Nantes Cedex 3
ph.mondain@calligee.fr ; c.boulay@calligee.fr

MOTS CLES : Source du Gouffre, effondrements, craie, Haute Normandie

RESUME

La source du Gouffre assure gravitairement 50 % de l'alimentation en eau potable de l'agglomération dieppoise. Il s'agit en réalité d'un ensemble de sources plus ou moins diffuses qui jaillisse au pied du versant ouest de la vallée de la Scie dont le débit total est évalué à 300 l/s. L'apparition récente d'effondrements aux abords des sources a suscité la crainte de la présence en profondeur de conduits karstiques dont l'évolution serait susceptible de compromettre l'alimentation de l'aqueduc reliant la source à la ville.

Diverses investigations ont été menées afin de poser un diagnostic sur l'origine de ces effondrements : analyse bibliographique des données disponibles, suivi piézométrique, profils bathymétriques pour sonder le fond d'un étang où jaillissent les sources principales, profils géophysiques de Polarisation Spontanée.

Au terme de l'étude, l'origine karstique des effondrements a été écartée. En effet de nombreux indices attestent que le fonctionnement des sources n'est pas celui d'un aquifère karstique bien développé, même si le traçage d'une bétoire a révélé une vitesse d'apparition élevée (270 m/h). Ce résultat suggère que des circulations karstiques peuvent être activées en période de hautes eaux, mais que les principales modalités de transit au sein de l'aquifère crayeux drainé par les sources du Gouffre concernent un milieu peu ou pas karstifié, essentiellement de type fissuré.

INTRODUCTION

La source du Gouffre à Offranville fournit une production annuelle de 1,6 Mm³ qui satisfait à 50 % des besoins en eau potable de la Communauté d'Agglomération de la Région Dieppoise (76). Il ne s'agit pas d'une source unique, mais d'un ensemble de sources plus ou moins diffuses jaillissant sur une trentaine de mètres en pied de versant, sur la bordure ouest de la vallée de la Scie (Fig. 1). L'eau de ces sources est également utilisée en aval immédiat par une pisciculture.

Le captage de cet ensemble de sources est constitué de plusieurs ouvrages : le bassin du Vivier au fond duquel jaillissent les principales sources et 3 puits reliés entre eux par une galerie drainante. Les eaux captées sont dirigées vers un bassin de collecte semi-enterré (« Le Gouffre ») d'où part un aqueduc de 6,2 km acheminant gravitairement les eaux captées jusqu'au réservoir de Chanzy à Dieppe.

Différents désordres sont apparus depuis quelques années aux abords du bassin du Vivier : affaissements, nouvelles émergences associées à des petits effondrements (Fig. 2). Consciente que ces désordres peuvent à l'avenir présenter potentiellement un risque pour l'alimentation en eau de l'aqueduc, la Communauté d'Agglomération a souhaité engager des études préalables pour mieux cerner le rôle exercé par le bassin du Vivier sur l'alimentation du captage et l'origine karstique ou non de ces désordres.

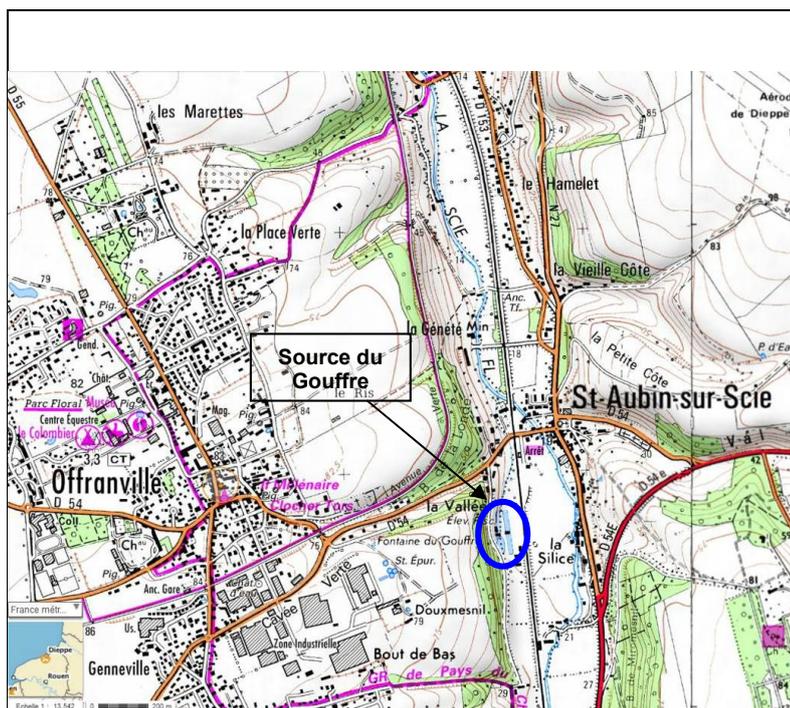


Figure 1 – Carte topographique d'implantation de la Source du Gouffre dans la vallée de la Scie (source : Géoportail)



Figure 2 – Effondrements apparus sur la digue du bassin du Vivier

CONTEXTE GEOLOGIQUE et HYDROGEOLOGIQUE

Les installations de captage sont situées au pied du coteau crayeux s'étendant à l'Ouest de la vallée de la Scie. Les ouvrages souterrains sont creusés dans la craie blanche à silex du Sénonien inférieur dont la puissance atteint au droit du captage 60 à 80 m. Cette craie est bien visible sur le front de taille d'une ancienne carrière implantée juste au Nord de la chambre de captage du Gouffre.

D'un point de vue structural, le captage se trouve sur la bordure orientale d'une ample structure synclinale (Synclinal dit de la Scie) dont la gouttière est établie entre les vallées de la Saône et de la Scie (Carte géologique n°42 de Dieppe-Ouest à 1/50000). Le pendage de la craie, souligné par les bancs plus ou moins continus de silex, est bien visible dans l'ancienne carrière. Il est très peu incliné et orienté vers le Nord-Ouest.

La craie constitue un vaste aquifère d'importance régionale où les circulations d'eau souterraines se font préférentiellement à la faveur de zones fissurées (ou karstifiées) établies le plus généralement au droit ou aux abords de vallées sèches. Ces circulations alimentent des zones de sources assez localisées dont le site du Gouffre est un exemple.

MODALITES DE CAPTAGE

Les différentes étapes du captage des sources

Le captage des sources comporte 3 principales phases d'aménagement (Fig. 3) :

- *Premiers travaux entre 1532 et 1558* : suite à une ordonnance de D.U.P. délivrée au nom du roi François 1^{er}, achat des sources par la ville de Dieppe en 1533, puis réalisation d'une tranchée drainante en pied de coteau alimentant une chambre de captage semi enterrée de 14 m² (Captage du Gouffre) située au départ d'un premier aqueduc allant jusqu'à Dieppe et nécessitant un passage en souterrain pour franchir la colline qui sépare la vallée de la Scie de la ville de Dieppe. L'eau n'est parvenue aux fontaines publiques de la ville qu'en 1558 avec un débit de seulement 20 l/s.
- *Réalisation d'un nouvel aqueduc entre 1880 et 1982* : la connaissance des lois de l'hydraulique et de la topographie ayant évolué, il a été décidé de réaliser un nouvel aqueduc afin de satisfaire aux besoins en eau croissants de la ville de Dieppe (débit minimal requis 52 l/s). Parallèlement au droit des principales sources émergentes, un bassin de 1140 m² (Bassin du Vivier) a été aménagé en créant une digue en aval des sources les plus basses, afin de remonter le niveau de collecte des eaux alimentant l'aqueduc par le biais de 2 conduites en \varnothing 300 reliant le bassin à la chambre de captage. En 1874 le débit des sources principales avait été évalué à 178 l/s. Cependant si cet aménagement donnait entière satisfaction d'un point de vue quantitatif, il en allait tout autrement du point de vue qualitatif. En effet, le bassin du Vivier recueillait aussi des eaux de ruissellement issues du versant et le développement de la végétation aquatique dans le bassin était propice à l'implantation d'une faune inféodée au milieu aquatique (ragondins, canards ...) à l'origine d'une contamination des eaux. Divers aménagements réalisés pour restaurer la qualité des eaux captées, tels que la collecte en amont des eaux de ruissellement, ou la pose d'un caisson métallique coiffant la source principale se sont avérés peu efficaces à moyen terme.

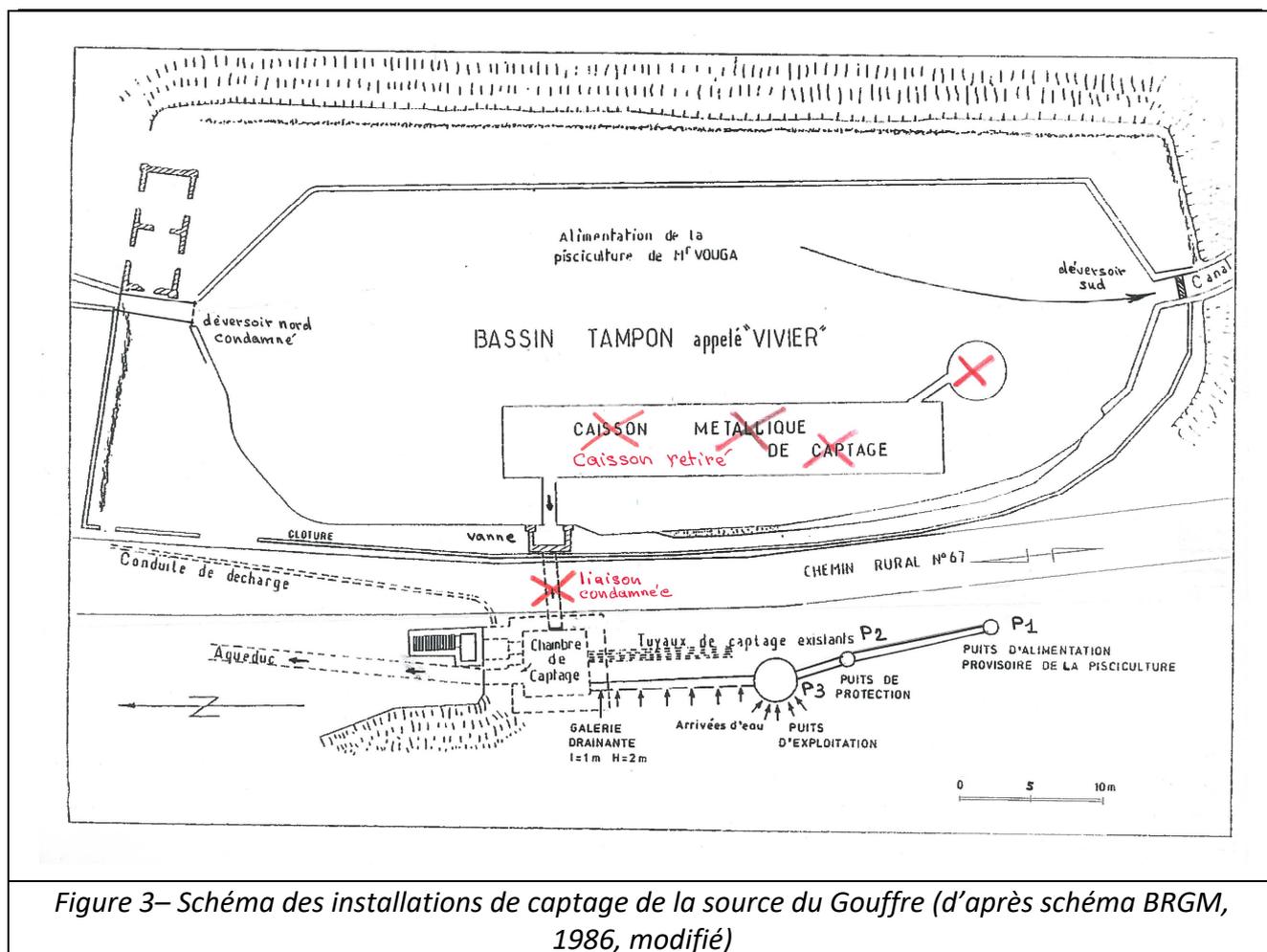


Figure 3– Schéma des installations de captage de la source du Gouffre (d'après schéma BRGM, 1986, modifié)

- Nouveaux travaux de captage entre 1985 et 1986 : pour favoriser le captage des eaux souterraines alimentant la chambre de captage, le BRGM a réalisé une galerie drainante (2 m x 1 m) reliant à la chambre de captage d'origine à 3 puits en gros diamètre (\varnothing 1,35 à 2,5 m) dont les profondeurs varient entre 8,5 et 16 m (Le Nir et al., 1986). La galerie drainante étant implantée en-dessous de la base de la chambre de captage, une conduite verticale relie les deux structures. Ainsi l'aqueduc est alimenté uniquement par les eaux souterraines en charge qui sont captées par les puits et la tranchée drainante. Le bassin du Vivier est actuellement totalement déconnecté du captage, les conduites de liaison avec la chambre de captage ayant été condamnées (Fig. 3). Ces travaux n'ont mis en évidence aucun conduit karstique, les puits et la tranchée drainante n'ayant recoupé que des zones fissurées très productives. Suite à ces travaux un arrêté de DUP du 17/10/1989 autorise la ville de Dieppe à prélever sur la source un débit de 165 l/s et réserve pour la pisciculture un débit de 100 l/s s'écoulant par le déversoir sud de bassin du Vivier. Toutes ces installations sont inscrites au sein d'un périmètre de protection immédiate qui est clôturé et fermé à clé.

Conditions d'émergence de la source du Gouffre

Les sources originelles principales se trouvent aujourd'hui mises en charge par une tranche d'eau d'environ 1 m résultant de la création du bassin du Vivier. Le niveau d'eau actuel du bassin se trouve entre 0,85 et 1,23 m au-dessus des différents bassins de la pisciculture situées plus à l'Est (Fig. 4), lesquels sont alimentés par le déversoir sud du bassin du Vivier ainsi que par des sources diffuses jaillissant au fond des bassins piscicoles. Le niveau d'eau du bassin se trouvait à l'automne 2014 plus haut de 24 à 25 cm par rapport au niveau d'eau mesuré sur les puits et la chambre de captage. Mais en l'absence de fuites à travers la digue

du bassin du Vivier, le niveau d'équilibre du bassin se situe généralement 20 cm encore plus haut. Ainsi, le dispositif actuel favorise l'alimentation de la tranchée drainante, et donc de l'aqueduc, du fait de la mise en charge induite par le bassin et évite tout retour d'eau du bassin vers la chambre de captage.

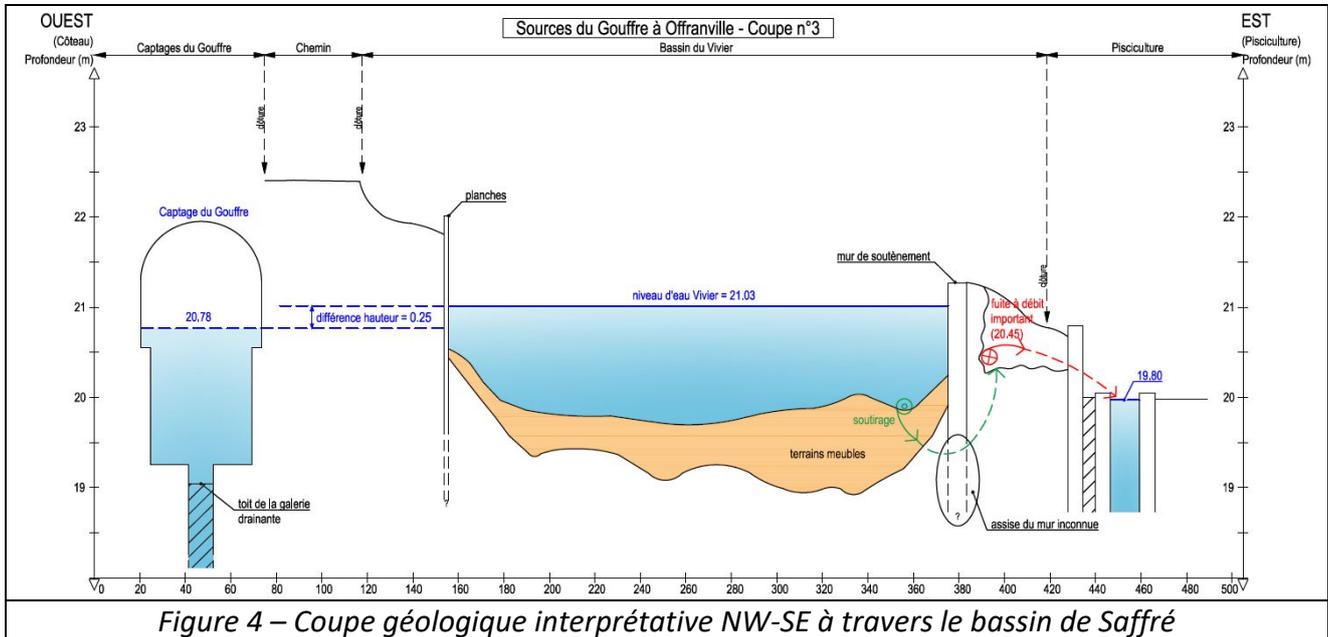


Figure 4 – Coupe géologique interprétative NW-SE à travers le bassin de Saffré

Les jaugeages des différents écoulements réalisés par Calligée (Boulay et al., 2015) le 16 octobre 2014 sont cohérents avec ceux qui avaient déjà été mesurés en janvier 1986 par le BRGM

- Un débit dérivé gravitairement vers l'aqueduc de 151 l/s, contre 136 à 154 l/s pour le BRGM ;
- Un débit sortant par le déversoir sud de 84 l/s auquel il faudrait ajouter quelques pertes diffuses ;
- Un débit global en sortie de pisciculture de 189 l/s (entre 130 et 173 l/s pour le BRGM), soit de l'ordre du double de ce qui sort du bassin du Vivier, indiquant que les sources diffuses présentes dans la pisciculture ont un débit équivalent au débit sortant du bassin du Vivier.
- Soit un débit total d'émergence compris entre 300 et 340 l/s.

Caractéristiques de l'émergence de la source du Gouffre

- **Données piézométriques (Fig. 5) :**

Les niveaux d'eau mesurés ponctuellement par l'exploitant du captage (3 à 4 par an entre 2005 et 2015) tendent à indiquer une faible amplitude de variation annuelle : niveaux variant entre les cotes de 21,78 et 21,87 m NGF. Les enregistrements réalisés par Calligée entre le 17 septembre et le 26 novembre 2014 mettent en évidence des variations de niveau d'eau synchrones entre le bassin du Vivier, la chambre de captage et le puits P1 qui attestent que ces différents points d'eau captent la même ressource. Sur la période considérée, l'amplitude maximale de variation est très faible. Elle est respectivement de 2 et 4 cm sur P1 et le chambre de captage. Aucune crue n'est décelée sur la chronique observée.

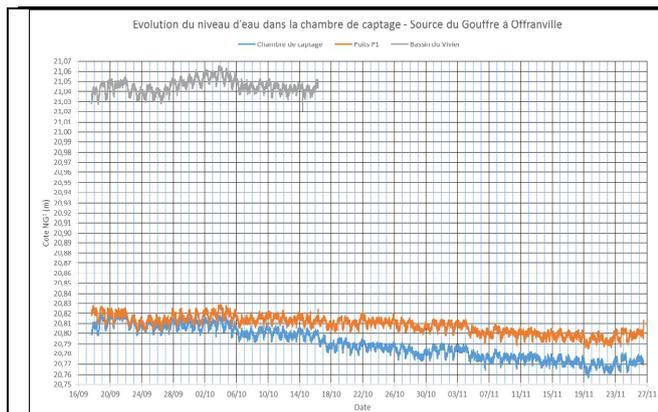


Figure 5 – Evolution du niveau d'eau sur le bassin du Vivier (gris), P1 (orange) et la chambre du Gouffre (bleu)

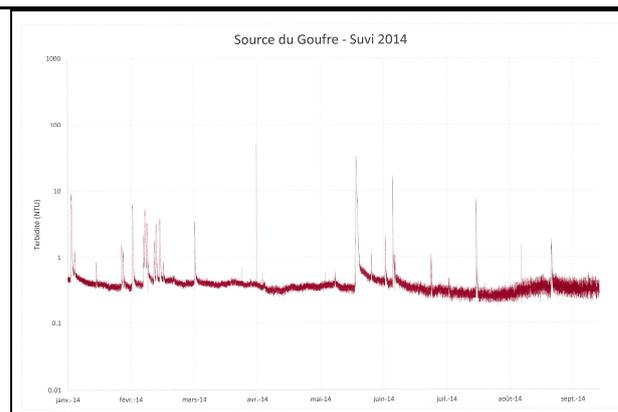


Figure 6 – Evolution de la turbidité à la chambre du Gouffre entre janvier et septembre 2014 (données Véolia)

● Données de turbidité (Fig. 6) :

Selon l'exploitant, il faut attendre 3 à 4 jours de pluie intense pour observer de la turbidité sur le captage. Celle-ci baisse rapidement au bout de 24 h après l'arrêt des pluies. Le bruit de fond de turbidité oscille en général entre 0,2 et 0,4 NTU. Les pics de turbidité sont très fugaces et atteignent un maximum qui dépasse rarement les 10 NTU, ce qui est peu commun sur les exutoires karstiques de la craie en Normandie où les pics de turbidité dépassent fréquemment les 100 NTU et s'étalent sur plusieurs jours, voire une semaine.



Figure 7 – Evolution du T.A.C. à la source du Gouffre entre 2000 et 2014 (d'après données ARS 76)



Figure 8 – Evolution des teneurs en nitrates à la source du Gouffre entre 2000 et 2014 (d'après données ARS 76)

● Données hydrochimiques (Fig. 7 et 8) :

L'analyse des données fournies par l'ARS sur le captage du Gouffre permet de faire le constat suivant :

- Les valeurs du T.A.C. montrent très peu de variations au cours des cycles hydrologiques. Elles témoignent d'une minéralisation assez constante au fil du temps, révélant un temps moyen de séjour de l'eau au sein de l'aquifère crayeux relativement stable.
- De la même façon les teneurs en nitrates restent assez stables autour d'une teneur moyenne à 24,1 mg/l. Aucun pic de nitrates traduisant le lessivage des parcelles agricoles n'est discernable.
- Quasi absence de traces de pesticides sur les eaux captées.
- Les eaux sont peu chargées en matières organiques : COT < 0,5 mg/l en général depuis 2005.
- Absence de contamination bactériologique significative et récurrente sur les eaux brutes captées.

Par ailleurs les mesures de conductivité et de température de l'eau effectuées in situ le 16 octobre 2014 sur les écoulements tant au niveau du captage, du bassin du Vivier que de divers points de la pisciculture fournissent des valeurs équivalentes quel que soit le point considéré. Cette homogénéité atteste que toutes les sources qui composent l'émergence du Gouffre proviennent bien d'une ressource en eau unique.

LES DESORDRES OBSERVES SUR LE BASSIN DU VIVIER ET A SES ABORDS

Les désordres visibles en surface

L'inspection visuelle des abords du bassin du Vivier montre les éléments suivants :

- De nombreux affaissements sont observés sur la bordure ouest du bassin (côté captage). Ils se développent à l'arrière d'une palissade en planches qui avait pour fonction initiale de retenir les terrains. La plupart de ces affaissements est associée à des galeries d'animaux fousseurs.
- Sur la bordure est du bassin (côté pisciculture), deux effondrements sont observés. Ils sont parcourus par un écoulement d'eau (Fig. 2 et 3) qui se réinfiltré en aval dans les remblais constituant la digue et réapparaît en pied de digue dans la pisciculture. A ces effondrements est associée une zone généralisée d'affaissement du sol qui se note par une dénivellation de 14 cm entre le haut du muret du bassin et le sol constituant la digue. Elle affecte toute la moitié nord de la digue et est attribuée à la conséquence de nombreuses fuites traversant la digue sans doute initiées par des animaux fousseurs. Par le passé celles-ci étaient régulièrement colmatées par les agents du service de l'eau de la ville de Dieppe, ce qui n'est plus le cas aujourd'hui.

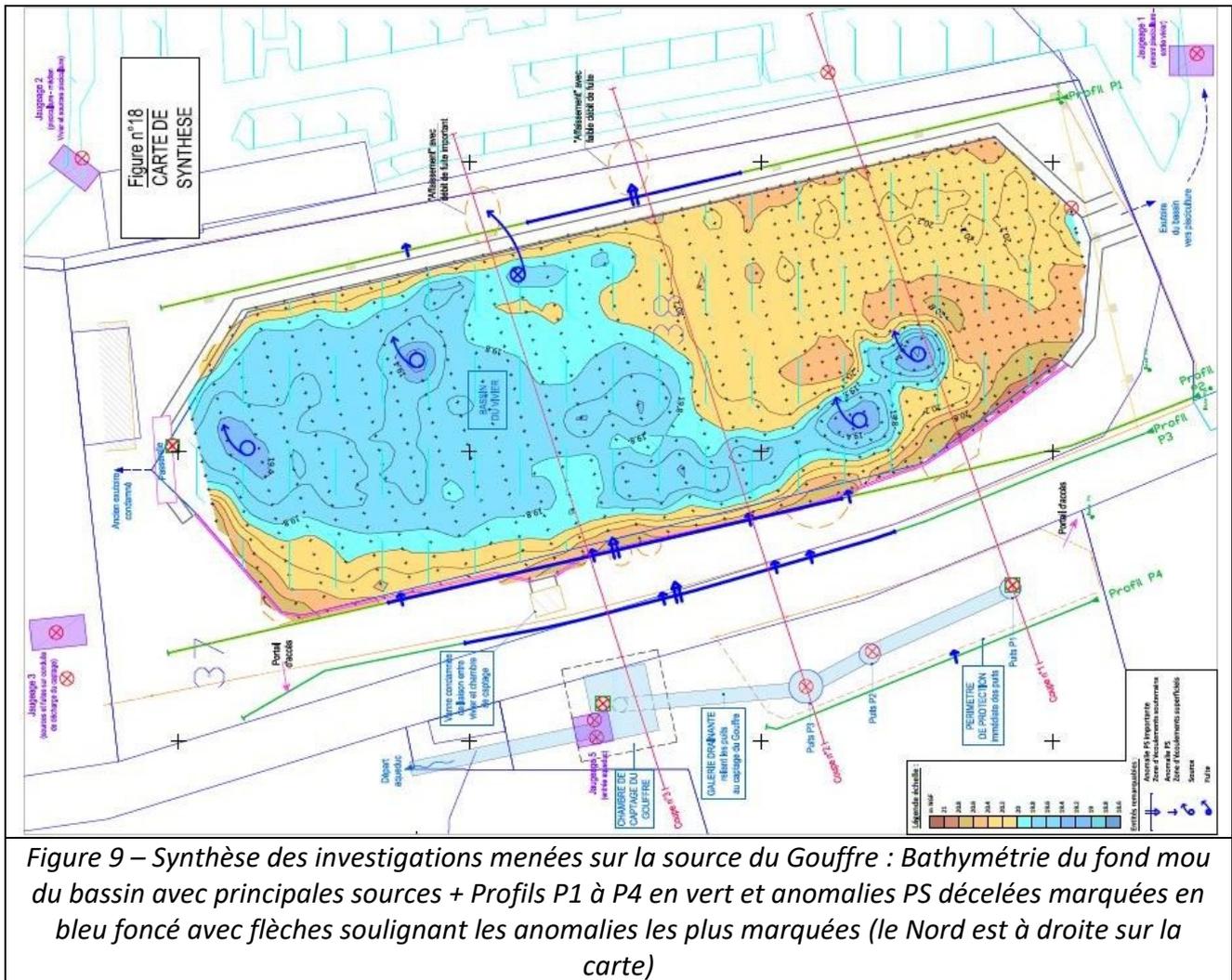
Les désordres déduits de la bathymétrie du fond de l'étang

L'important développement de la végétation aquatique ne permet pas d'examiner la topographie du fond du bassin du Vivier. Il a donc été entrepris de réaliser une campagne de bathymétrie du fond du bassin à l'aide d'une embarcation en sondant le fond au moyen d'une part d'une mire graduée pour apprécier l'épaisseur de la tranche d'eau (interface entre eau et sédiments meubles), puis d'une perche métallique graduée pour déterminer la profondeur du fond dur originel de l'étang, afin de définir l'épaisseur des sédiments déposés. Ces mesures ont été effectuées tous les mètres le long de profils transverses au bassin séparés entre eux de 2 m. Les cartes de topographie du toit des sédiments (fond mou) et du toit du fond dur apportent les enseignements suivants :

- Le fond dur du bassin fait apparaître de vastes zones situées à plus de 1,4 m de profondeur comprenant 3 dépressions à plus de 2 m de profondeur. Les zones les plus profondes sont situées entre 0,5 et 1 m plus bas que le sol de la pisciculture, ce qui laisse penser qu'une partie du terrain naturel a été décapé, probablement pour constituer en partie la digue du bassin. Aucune cavité karstique importante n'a pu être décelée en dépit d'un maillage assez serré. Au pied du muret en brique qui constitue la bordure est du bassin, aucune semelle d'assise n'a été décelée. C'est sur la bordure ouest en pied de versant que les plus faibles profondeurs ont été repérées.
- La topographie du fond mou fait apparaître un contraste entre une partie nord où la tranche d'eau est le plus souvent comprise entre 1,2 et 1,6 m et une partie sud où la tranche d'eau ne dépasse guère 1 m. On distingue également 6 dépressions dont la profondeur dépasse 1,6 m. Sur la base d'observation de griffons au fond de l'une d'elle, il est considéré que ces cônes enracinés en profondeur sont la signature d'émergences principales (Fig. 9), le débit d'exhaure de ces sources empêchant tout dépôt de sédiments à côté. L'accumulation de sédiments meubles dans la partie sud du bassin s'explique par la présence de son exutoire en surverse qui est propice à l'accumulation des sédiments juste en amont.

INVESTIGATIONS GEOPHYSIQUES PAR POLARISATION SPONTANEE

La méthode de polarisation spontanée a été mise en œuvre car elle est susceptible de mettre en évidence des circulations d'eaux souterraines qui se traduisent par des anomalies de potentiels pouvant aller jusqu'à 100 mV (Boulay et al., 2015). L'objectif de cette prospection est de chercher à mettre en évidence la présence du (des) drain(s) karstique(s) alimentant la source du Gouffre. 4 profils de mesures au pas de 0,50 m ont été réalisés parallèlement à l'allongement du bassin du Vivier : P1 sur la digue du bassin, P2 et P3 entre le bassin et la tranchée drainante et P4 à l'Ouest de cette dernière en pied de versant (Fig. 9).



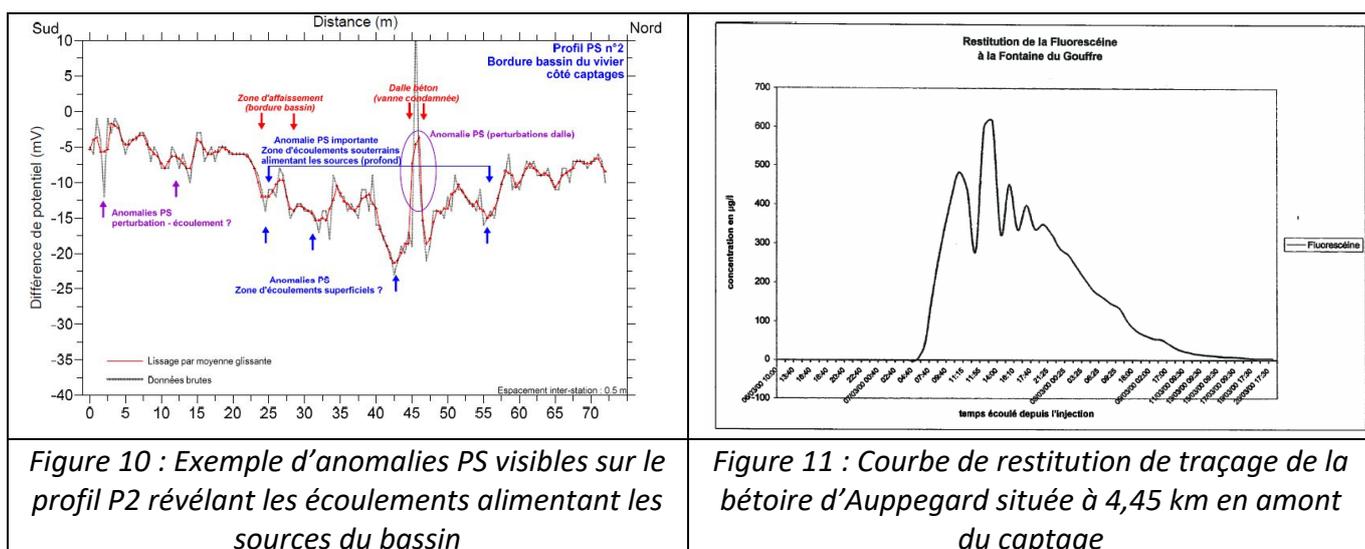
Sur le profil P1, l'écoulement important visible au fond de l'effondrement est trop superficiel pour être détecté par les mesures de PS, l'anomalie décelée plus au Sud est interprétée comme étant la signature des écoulements plus profonds alimentant les sources de la pisciculture. Sur les profils P2 et P3 les anomalies représentent les écoulements diffus alimentant les principales sources du bassin du Vivier (Fig. 10). En revanche aucune anomalie importante portant la signature d'un véritable drain karstique n'a été repérée.

SYNTHESE HYDROGEOLOGIQUE

Caractéristique karstique ou non de la ressource captée

De nombreux indices montrent que la source du Gouffre n'a pas un comportement karstique :

- Aucune cavité karstique n'a été décelée lors des différents travaux et investigations réalisés.
- Le comportement hydrodynamique et hydrochimique de la source captée ne présente pas la signature d'un comportement karstique de l'aquifère crayeux : faibles variations tant des débits et de la turbidité que de la minéralisation de l'eau.
- Absence de contamination des eaux par des pollutions diffuses agricoles (nitrates, pesticides) et par des pollutions bactériologiques.
- Conditions d'émergence faisant apparaître des exutoires multiples et diffus montrant une certaine absence de hiérarchisation de l'écoulement.



Cependant un traçage réalisé en hautes eaux sur une bétroire de la commune d'Auppegard (Asselin et al., 2000) a mis en évidence que le captage était aussi en relation avec des circulations souterraines de nature karstique. Il a en effet mis en évidence des vitesses d'écoulement très rapides (270 m/h) caractéristiques d'un milieu bien karstifié. Par contre l'allure de sa courbe de restitution (Fig. 11), n'est pas caractéristique d'un écoulement dans un drain karstique. Elle apparaît en effet étalée sur une douzaine de jours et présente une allure multimodale. Cette allure de la restitution atteste plutôt d'un transit global au sein d'un milieu peu karstifié, ou du moins pas associé majoritairement à des grands vides. Même s'il existe indéniablement des conduits permettant un transit rapide du traceur vers la source du Gouffre, cette modalité de transit est loin d'être le cas général au sein de la portion d'aquifère parcourue par le traceur. Tout porte à penser que ces modalités rapides de transit ne sont activées qu'en période de hautes eaux. Elles seraient donc perchées au-dessus des écoulements habituellement empruntés par les écoulements souterrains alimentant le captage du Gouffre. Il serait d'ailleurs intéressant de réitérer ce traçage en période de moyennes à basses eaux pour comparer les vitesses de transit et l'allure des restitutions.

Origine des effondrements constatés

Tous les éléments présentés ci-avant conduisent à éliminer l'hypothèse d'une origine karstique des affaissements apparus ces derniers temps aux abords du bassin du Vivier. L'explication la plus vraisemblable est l'apparition de fuites en fond de bassin, avec formation de « renards » de l'autre côté du mur de soutènement du bassin du Vivier (Fig. 4). Ces fuites peuvent être grandement favorisées par la présence de galeries d'animaux fouisseurs (ragondins notamment).

Références bibliographiques

Boulay C., Mondain P-H. (Février 2015).- Définition de travaux sur la source du Gouffre – Offranville (Seine-Maritime) – Phase 1 : Etudes préalables. *Rapport CALLIGEE, N14-76126-A, 45 p. + 13 p. d'annexes.*

Le Nir M., Hole J-P. - (Septembre 1986). - Travaux de réfection des ouvrages de captage de la fontaine du Gouffre à Offranville - Ville de Dieppe. *Rapport BRGM 86 SGN 400 HNO, 29 p. + 6 p. de figures.*

Asselin I., Arousseau J-M. - (Mai 2000) - Recherche des causes de turbidité sur le captage de la fontaine du gouffre - Réalisation de traçages et interprétation des résultats. - Ville de Dieppe. *Rapport HORIZONS GLA/JA/ID 24, 12 p. + 12 p. d'annexes.*

Exemple d'aménagement d'une « bétoire » dans le périmètre rapproché du captage AEP de la Chutenaie à Saffré (44)

MONDAIN Paul-Henri ⁽¹⁾

(1) CALLIGEE – 1, rue de la Noë – CS 82118 – 44321 Nantes Cedex 3
ph.mondain@calligee.fr

MOTS CLES : Effondrement / Protection de captage / Bassin de Saffré (44)

RESUME

Les effondrements qui apparaissent assez régulièrement en bordure des cours d'eau à écoulement temporaire recoupant le bassin sédimentaire de Saffré en Loire-Atlantique, sont comparables aux bétoires de Haute-Normandie.

En s'inspirant des modalités d'aménagement des bétoires préconisées en Normandie, quatre entonnoirs d'effondrement proches apparus à la fin de l'hiver 2017 ont fait l'objet, après le décapage des terrains décomprimés, d'un comblement par des matériaux de granulométrie décroissante de bas en haut afin de favoriser à la fois la filtration des eaux superficielles et leur infiltration diffuse à travers les zones fracturées identifiées en fond de fouille. Ce dispositif a été complété d'une part, par la mise en place d'une tranchée drainante entre le cours d'eau et le massif filtrant surmontant les zones de fractures élargies par la dissolution, et d'autre part, par la mise en place d'un réseau de décompression au toit de la zone filtrante ayant pour fonction de favoriser l'évacuation de l'air chassé du réservoir aquifère par sa réalimentation rapide lors de la reprise des écoulements superficiels à l'automne. La mise sous pression de cet air au toit du fontis lorsqu'il ne peut être évacué naturellement, participe au mécanisme conduisant à la formation des effondrements.

INTRODUCTION

Le bassin de Saffré, au Nord de Nantes, est un bassin d'effondrement tertiaire qui constitue une ressource en eau appréciable pour la consommation humaine. D'une superficie de l'ordre de 30 km², il est constitué par une série sédimentaire reconnue en forage sur 331 m qui s'est déposée entre l'Eocène moyen (Lutétien sup.) et l'Oligocène inférieur (Stampien inférieur). Ces sédiments ont ensuite été exondés et soumis à l'altération et à l'érosion à partir du Miocène, avant d'être recouverts par des dépôts sablo-graveleux au Plio-Quaternaire.

Les calcaires marins du Stampien renferment une nappe exploitée par 2 forages voisins équipés pour fournir un débit total instantané de 500 m³/h. Leur production annuelle est en moyenne de 2,0 Mm³. Une étude hydrogéologique approfondie a été engagée par le S.I.A.E.P. de la Région de Nort-sur-Erdre, propriétaire des captages, dans le but de mieux cerner les conditions d'alimentation des captages et d'apprécier le degré de karstification de cet aquifère carbonaté (Boulay, 2012 ; Mondain et al. 2013). En effet, des effondrements se produisent assez régulièrement et la population locale suspecte que c'est la mise en exploitation des forages qui est à l'origine de la formation d'effondrements karstiques.

CONTEXTE HYDROGRAPHIQUE

La présence du bassin se traduit dans la topographie par un relief relativement plat où les altitudes sont en règle générale comprises entre 25 et 30 m. Le bourg de Saffré est implanté au cœur du bassin. Celui-ci est recoupé par un réseau hydrographique composé de 4 cours d'eau dont l'écoulement global est dirigé du Nord / Nord-Est vers le Sud / Sud-Ouest (Fig. 1) :

- l'Isac, le cours d'eau principal qui traverse du Nord au Sud le bourg de Saffré ;
- Le Pas-Sicard et son affluent le ruisseau de Puceul au Nord-Ouest. Il se jette dans l'Isac à 2 km au Sud-Ouest du bourg de Saffré ;
- L'Apsiguis au Sud-Est qui rejoint l'Isac à 1 km au Sud du bourg.

Ces cours d'eau ont un écoulement temporaire. Ils se tarissent naturellement en période de basses eaux principalement en raison d'un manque de soutien de leur débit d'étiage par les eaux souterraines dont les réserves sont insignifiantes au sein des formations à dominante schisteuse du socle armoricain constituant l'amont de leur bassin versant. Les effondrements observés se produisent généralement à proximité de ces cours d'eau (Fig. 1 et 3).

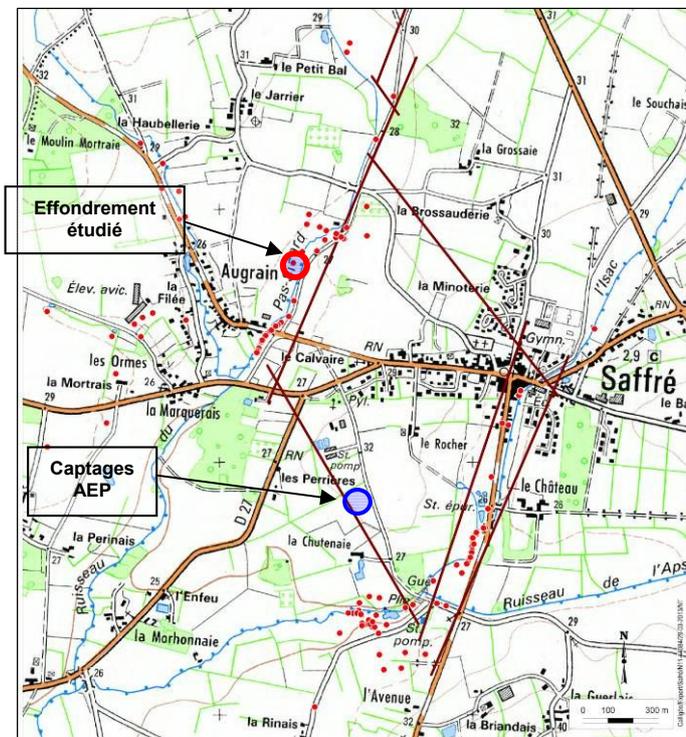


Figure 1 – Carte topographique du bassin de Saffré avec localisation des effondrements recensés (points rouges)

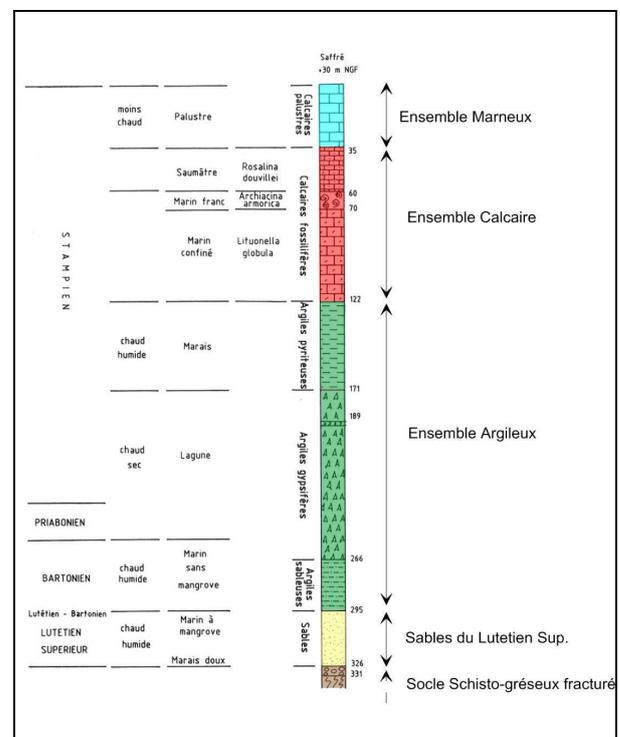


Figure 2 – Description de la série sédimentaire du bassin de Saffré (Log du forage Montavon, 1978)

CONTEXTE GEOLOGIQUE

Le contexte stratigraphique

La stratigraphie du bassin est connue grâce à un sondage qui a reconnu à 331 m de profondeur le socle paléozoïque schisteux (Borne, 1978 ; Borne et al., 1991) (Fig. 2). Il est distingué quatre grands ensembles sédimentaires :

- un ensemble sablo-gréseux de 30 à 35 m à la base de la série (Eocène, Lutétien sup.) ;
- un ensemble argileux très épais (173 m) (daté du Barthonien sup. au Stampien inf. ;
- une ensemble carbonaté marin puis palustre essentiellement calcaire de près de 90 m d'épaisseur (Stampien sup.) constituant l'aquifère exploité par les captages AEP;
- un ensemble de marno-calcaires lacustres d'environ 35 m de puissance du Stampien sup.

Ce bassin a été exondé durant tout le Miocène, soit durant près de 20 millions d'années. La série sédimentaire oligocène a donc été soumise à l'érosion et à l'altération, avant que ne se déposent durant le Plio-Quaternaire des sables et des graviers plus ou moins argileux dont la puissance peut localement dépasser à Saffré la vingtaine de mètres.

Le contexte structural

Une campagne de prospection géophysique (Boulay, 2013) a permis pour préciser la carte géologique du bassin de Saffré et de dresser des coupes géologiques interprétatives mettant notamment en évidence l'agencement des calcaires oligocènes au sein de ce bassin (Fig. 3 et 4).

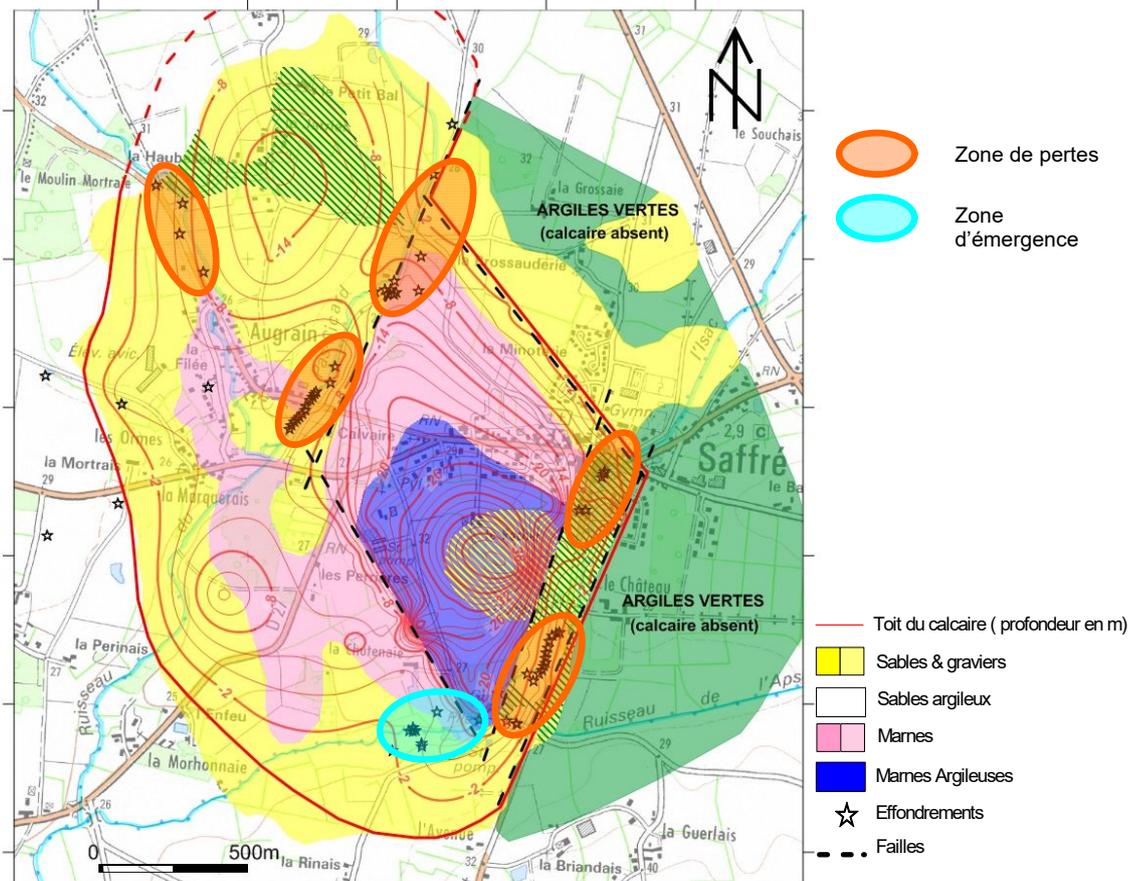


Figure 3– Carte géologique de synthèse du bassin de Saffré avec localisation des zones de perte et d'émergence

Les calcaires aquifères affleurent à l'Ouest et au Sud-Ouest du bourg de Saffré, puis à la faveur de failles successives, ils s'enfoncent progressivement vers l'Est / Sud-Est. Un couloir faillé étroit s'étendant au Sud du bourg de Saffré, est à l'origine de la remontée du toit des calcaires à une dizaine de mètres de profondeur (Fig. 4). Il sert de transition entre le compartiment central du bassin qui est le plus effondré et les compartiments surélevés est et nord-est où la série argileuse inférieure revient à l'affleurement. On remarque que dans les secteurs où les calcaires aquifères sont proches de la surface (partie nord-ouest et couloir au Sud du bourg), ils sont recouverts par des dépôts sableux plio-quaternaires (Fig. 3).

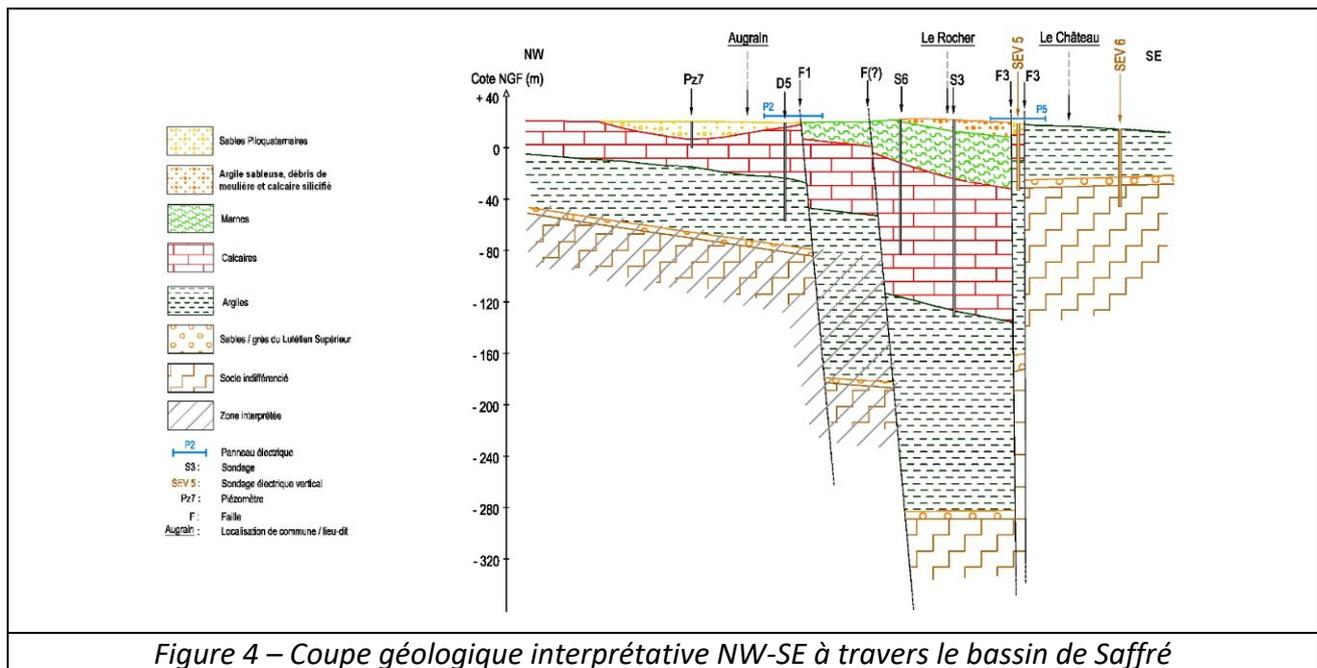


Figure 4 – Coupe géologique interprétative NW-SE à travers le bassin de Saffré

Ce contexte structural particulier est à l'origine d'un comportement hydrogéologique singulier mis en évidence par la réalisation de nombreux suivis piézométriques, de jaugeages, d'essais de pompages et d'un suivi de la conductivité sur les captages (Mondain et al., 2013).

CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE

Principales caractéristiques de l'aquifère exploité

L'aquifère des calcaires marins oligocènes possède des caractéristiques hydrodynamiques intéressantes avec une transmissivité moyenne de $5,95 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ et un coefficient d'emmagasinement moyen de $4,7 \cdot 10^{-3}$. Il est alimenté à la fois par les pluies qui s'infiltrent à travers les formations sableuses pliocènes recouvrant les calcaires, et par des pertes dans le lit des cours d'eau recoupant le bassin. Ces pertes sont localisées sur les tronçons de cours d'eau situés à l'aplomb des failles majeures structurant le bassin (Fig. 1 et 3). Elles absorbent en période de moyennes à basses eaux l'intégralité des débits des quatre cours d'eau entrant dans le bassin. Plusieurs traçages ont mis en évidence une relation étroite entre ces pertes et l'alimentation des captages AEP (Georget, 2009 ; Alix, 1999), avec des vitesses maximales de transit qui demeurent modérées, de l'ordre de 20 m/h. De nombreuses pertes ponctuelles sont associées à des effondrements se produisant dans le lit des cours d'eau ou en bordure. L'exutoire de ces pertes est localisé au Sud du bassin dans le lit même du ruisseau de l'Isac. Il s'agit d'une estavelle fonctionnant tantôt en émergence et tantôt en perte suivant l'état de charge respectif de la nappe et du cours d'eau (Fig. 3).

Les prélèvements réalisés pour les besoins du SIAEP de Nort-sur-Erdre sont en période de hautes à moyennes eaux largement compensés par les apports des pertes. Dès que les pertes ne sont plus alimentées, les prélèvements se font sur les réserves de l'aquifère, lesquelles sont rapidement reconstituées chaque année dès que les écoulements reprennent.

Les manifestations karstiques tant en surface qu'en profondeur, restent très modestes. Elles se limitent à la présence de pertes et d'effondrements de taille métrique à plurimétrique : aucune morphologie exokarstique typique n'est observée, ni aucune cavité significative n'a été reconnue à faible profondeur. Il apparaît donc que les calcaires marins oligocènes sont bien le siège d'écoulements de nature karstique, mais leur degré de karstification reste modéré. Les principaux moteurs de la karstification sont liés aux apports d'eau par les pertes des ruisseaux et à la présence de zones fracturées associées à la structure du bassin de Saffré, qui en dépit de l'existence d'un faible gradient hydraulique, assure le transit des eaux infiltrées vers l'exutoire du système. Ainsi la karstification est-elle préférentiellement concentrée le long de ces zones de fracture empruntées par le tracé des écoulements superficiels (Isac et Pas-Sicard principalement).

L'origine des effondrements constatés à Saffré

En analysant la répartition des effondrements répertoriés sur le bassin de Saffré (Fig. 1 et 3), on constate que ces derniers apparaissent avec une forte densité dans les secteurs où les calcaires sont fracturés et où les pertes les plus importantes de cours d'eau sont connues. Ces effondrements sont visiblement en lien avec la karstification des calcaires dont le toit est généralement proche de la surface et recouvert par des formations pliocènes peu épaisses et assez perméables. Par ailleurs il a été constaté que ces phénomènes apparaissent préférentiellement en période de début de recharge de l'aquifère.

En s'appuyant sur la description de phénomènes similaires étudiés dans d'autres régions karstiques (David et al., 2009-2012 ; Milanovic, 2011), les observations faites sur le bassin de Saffré conduisent à suggérer une hypothèse sur le mécanisme conduisant à l'apparition de ces effondrements :

- les pertes des ruisseaux constituent des zones privilégiées de dissolution des calcaires facilitant l'élargissement des fractures et l'écoulement des eaux souterraines ;
- à la recharge, l'eau s'engouffre par les pertes dans le réservoir calcaire partiellement dénoyé, et prend la place de l'air qui occupait les voies d'écoulement dénoyées. L'air est alors repoussé à l'interface entre le toit des calcaires et la couverture meuble pliocène qui les surmonte. Le phénomène peut être assez brutal, avec des vitesses de remontée atteignant 2 à 3m/j ;
- l'air ne peut s'échapper par les pertes qui sont saturées par l'eau réalimentant l'aquifère ;
- du fait du caractère brutal de la recharge, l'air piégé au toit des calcaires se trouve comprimé et cherche à diffuser à travers la couverture meuble des sables pliocènes, en provoquant leur déstructuration et favorisant ainsi l'expulsion de l'air vers la surface. Ce phénomène est favorisé par la perte de cohésion de la couverture du fait de sa réhumectation à la reprise de la recharge ;
- suite à l'expulsion de l'air ainsi comprimé, un effondrement peut se produire.

Ce phénomène peut de surcroît être favorisé par des phénomènes de suffosion intervenant à la base de la formation sableuse pliocène, sous l'effet de circulations préférentielles à l'interface avec les calcaires.

EFFONDREMENT ET SON AMENAGEMENT

Principales caractéristiques de l'effondrement

En mars 2017, un effondrement conséquent s'est produit en bordure du ruisseau du Pas-Sicard, à 975 m en amont des captages AEP (Fig. 1). Cet effondrement a eu pour effet de détourner une partie de l'écoulement du ruisseau du Pas-Sicard pour s'infiltrer au fond de la dépression créée par l'effondrement (Fig. 5). On

distingue en réalité une succession de plusieurs dépressions grossièrement circulaires. La profondeur visible est comprise entre 1,5 et 2 m. Aucune cavité significative n'est discernable au fond. L'emprise globale de la zone concernée par cet effondrement est de 18 m x 13 m (Fig.6). Elle est en relation avec un effondrement du lit du cours d'eau de 1 m et avec un autre effondrement visible en rive gauche (Fig. 7).

Aménagement de la zone d'effondrement

Afin de mettre en sécurité les terrains concernés, le SIAEP a décidé de procéder au comblement de ces effondrements. La contribution préférentielle de cette zone à l'alimentation des captages impose de veiller à ce que les travaux ne viennent pas réduire cette alimentation ni dégrader la qualité des eaux brutes prélevées en favorisant l'introduction d'eau turbide dans l'aquifère. L'objectif de l'aménagement était donc d'essayer de reconstituer les écoulements souterrains alimentés par la rivière tout en évitant d'introduire des eaux turbides, et de conforter la stabilité d'éventuelles cavités rencontrées en profondeur. Auparavant les comblements se faisaient sans précautions particulières ce qui avait pour conséquence de voir apparaître à proximité de nouveaux effondrements.

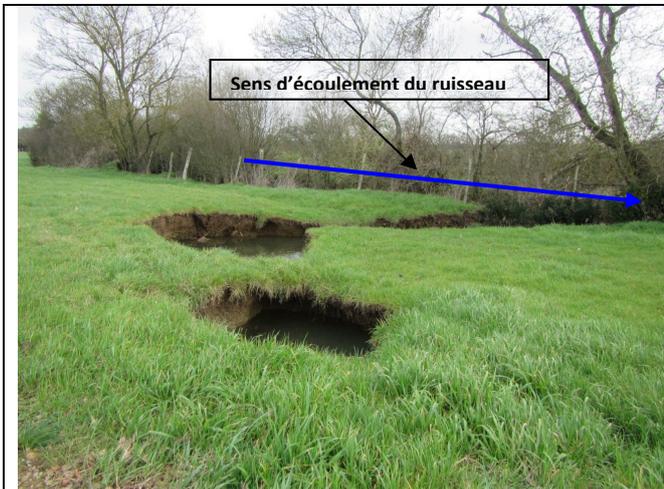


Figure 5 : Vue d'ensemble de l'effondrement en hautes eaux



Figure 6 : Emprise approximative de la zone excavée

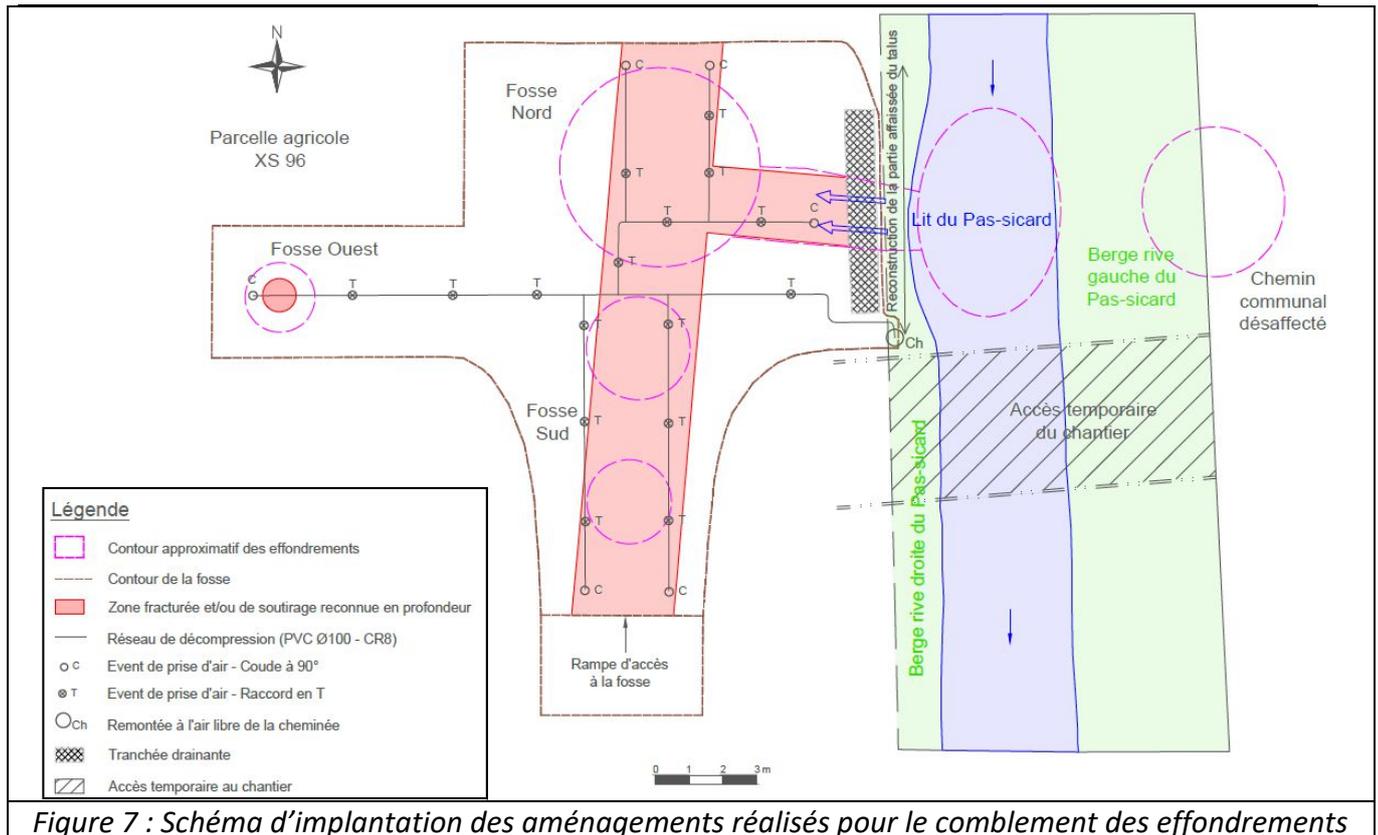


Figure 7 : Schéma d'implantation des aménagements réalisés pour le comblement des effondrements

L'objectif de ces travaux était aussi de reconnaître le contexte géologique au droit de ces effondrements. A cet effet une fosse d'environ 180 m² a été creusée sur une profondeur de 3 à 5 m de façon à reconnaître le toit des calcaires oligocènes et la nature des circulations d'eaux souterraines dont ils sont le siège. Généralement le fond de la fosse a été arrêté au toit des calcaires, sauf au droit des zones fracturées reconnues où elle a été surcreusée de 1,5 à 2 m dans l'optique de mettre en évidence d'éventuelles cavités (Mondain, 2017).

L'aménagement du comblement de la fosse a consisté en :

- Pose de gros blocs au droit des zones fracturées assurant une fonction de soutènement (Fig. 9) ;
- Comblement jusqu'au toit des calcaires avec des cailloux en 60/120, soit sur environ 1 m ;
- Ajout d'une couche de 0,25 m de cailloux plus petits (20/30) sur l'ensemble de la fosse ;
- Pose d'un bidim au toit des cailloux et installation d'un réseau de décompression (tuyau PVC en Ø 100 et pose de raccords en « T » avec ouverture dirigée vers le bas (au toit des cailloux) reliés à une cheminée de décompression remontant en surface (Fig. 10 et 11) ;
- Aménagement avec des cailloux en 20/60 d'une tranchée drainante en bordure du ruisseau de façon à conserver l'alimentation à partir du ruisseau des circulations souterraines au sein des calcaires, au moyen de la pose temporaire de blindages entourés de bidim, reposant sur la couche de cailloux en 20/60 (Fig. 11) ;
- Dépôt d'un massif de gravillons (4/6) autour les tuyaux du réseau de décompression ;
- Comblement de la fosse avec les terres excavées jusqu'à 0,30 m sous le TN ;
- Remise en place de la terre végétale et remise en état des lieux.

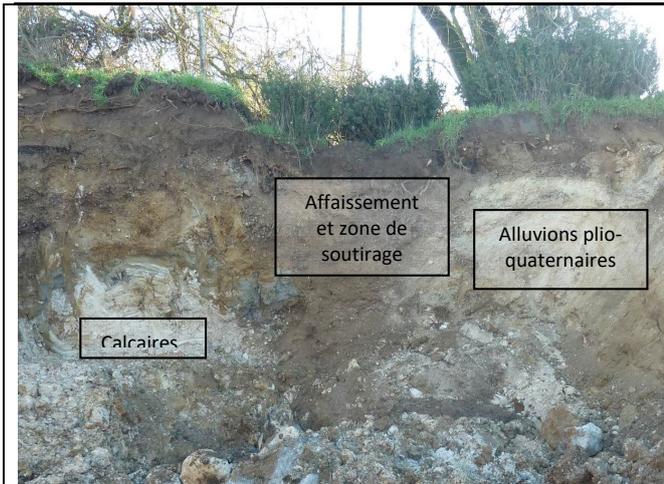


Figure 8 : Autre zone de soutirage au droit de la zone fracturée en connexion avec le ruisseau (paroi est de la fosse)



Figure 9 : Apport de gros blocs pour le comblement de la zone fracturée – Vue générale de la fosse



Figure 10 : Mise en place du réseau de décompression et pose de bidim sur les parois de la fosse



Figure 11 : Comblement final par les terres excavées au-dessus du massif de gravier protégeant le réseau de décompression

ENSEIGNEMENTS TIRES DE CET AMENAGEMENT

Enseignements relatifs à la nature du sous-sol

La création de la fouille a permis de faire les observations suivantes :

- Présence d'alluvions meubles sur une épaisseur de l'ordre de $2,0 \pm 0,3$ m, dont des sables et des graviers facilement mobilisables par les écoulements souterrains ;
- A la base de ces alluvions, on rencontre généralement des argiles à graviers de quartz jaunâtres, mais cet horizon peut être absent localement ;
- A l'interface entre les calcaires oligocènes et les alluvions plio-quadernaires, s'intercale une couche de 40 à 80 cm d'épaisseur d'argiles plastiques. Toutefois cette couche est absente ou du moins réduite au droit des zones fracturées au circule de l'eau ;
- Les calcaires apparaissent altérés en marnes à leur partie supérieure. Il s'agit de calcaires tendres présentant un aspect crayeux ;

- Les zones d'effondrement observées en surface sont en relation en profondeur avec des zones de fracturation permettant la circulation d'eau souterraine ;
- Aucun vide n'a été reconnu au droit des calcaires lors du creusement de la fouille. Les seuls vides observés sont des fissures présentes entre les blocs calcaires dont l'ouverture n'excède pas 1 à 2 cm. Ce sont ces fissures qui permettent à l'eau de s'écouler et d'alimenter l'aquifère exploité par les captages ;
- Une fine pellicule limoneuse brune tapisse le plus souvent les parois des fractures. Il s'agit du dépôt des particules fines contenues dans la couverture plio-quadernaire et entraînées par un effet de soutirage, bien visible sur les parois de la fosse (Fig. 8 et 9).

Enseignements relatifs à la compréhension de la formation des effondrements

Il apparaît nettement que les effondrements se forment par effet de soutirage de particules fines à travers la couverture meuble constituée par les dépôts plio-quadernaires (alluvions limono-sableuses, sables fins pliocènes). Ce soutirage est permis par la fracturation des calcaires sous-jacents. Il est favorisé par les apports hydriques continus du ruisseau en période de moyennes et hautes eaux.

Les effondrements ne sont en aucune manière associés à la présence de cavités karstiques significatives développées au sein de la partie supérieure des calcaires oligocènes. Ces derniers sont plutôt sujets à une altération marneuse sous couverture. Ici aucun mécanisme de suffosion n'a pu être observé, mais il peut également survenir. Ce phénomène a d'ailleurs été observé sur d'autres effondrements survenus dans le bassin de Saffré.

Références bibliographiques

- Boulay C., 2012 – Evaluation des zones à risque karstique du bassin de Saffré – Prospection géophysique. *Rapport Calligée, N11-44084-A, 42 p. + Figures et Annexes, 76 p.*
- Mondain P-H., Girardin E., 2013 – Evaluation des zones à risque karstique du bassin de Saffré – Synthèse hydrogéologique. *Rapport Calligée, N11-44084-B, 93p. + Annexes*
- Borne V., 1978 – Etude d'un sondage profond dans le bassin tertiaire de Saffré (44) (Sédimentologie, Biostratigraphie, Paléocologie), *DEA de Géologie, Université de Nantes, 50 p. + 1 figure hors-texte.*
- Borne V., Margerel J-P., Ollivier-Pierre M-F., 1991 – L'évolution des paléoenvironnements au Paléogène dans l'Ouest de la France. Le bassin de Saffré-Nort-sur-Erdre (Loire-Atlantique, France). *Bull. Soc. Géol. France, 1991, t. 162, n° 4, pp. 739-751.*
- Georget Y., 2009 – Traçage à la fluorescéine résultats et conséquences bassin de Saffré (44) - Réédition du traçage effectué en avril 1992, après réalisation de travaux d'étanchéité du lit du ruisseau. *Rapport Lithologic, R/YG/93.021, 6 p. + annexe.*
- Milanovic P., 2011 – Karst groundwater, impacts on infrastructure and construction - Conférence invitée. *9^{ième} Colloque d'Hydrogéologie en Pays Calcaire – H2 Karst - Université de Besançon - 1er au 3 septembre 2011, pp. XVII-XXVII*
- Mondain P-H., 2017 – Mise en sécurité d'un effondrement dans la parcelle XS n°96 – Cahier des charges des travaux envisagés. *Rapport Calligée, N17-44077-A, 19 p.*
- Mondain P-H., 2017 – Mise en sécurité d'un effondrement dans la parcelle XS n°96 – Compte rendu du suivi des travaux réalisés. *Rapport Calligée, N17-44077-B, 16 p. + Annexes.*

Cartographie de la contamination de la nappe de la craie de Champagne en ions perchlorates

Feifei CAO ⁽¹⁾, Jessy JAUNAT ⁽¹⁾, Patrick OLLIVIER ⁽²⁾

(1) Université de Reims Champagne-Ardenne – GEGENAA, 2 esplanade Roland Garros, 51100 Reims, France

(2) BRGM, 3 av. C. Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France
feifei.cao@etudiant.univ-reims.fr

MOTS CLES : Perchlorates, Première Guerre Mondiale, analyse isotopique

RESUME

Des analyses menées en Champagne-Ardenne ont mis en évidence la présence d'ions perchlorates (ClO_4^-) dans des captages d'eau potable. Ils sont considérés comme potentiellement toxiques même à faible dose ($>4 \mu\text{g/L}$) vis-à-vis de certaines populations sensibles en tant que perturbateur endocrinien. Deux sources potentielles en ClO_4^- dans les eaux sont suspectées en Champagne : une source militaire liée à la Grande Guerre et une source agricole liée à l'utilisation passée de nitrates chiliens. Les objectifs de l'étude sont de déterminer l'origine et le comportement des ions perchlorates dans les eaux souterraines de la craie de Champagne et d'expliquer les hétérogénéités observées en précisant le fonctionnement de la nappe.

La zone d'étude se trouve à l'est de Reims. Une première campagne de screening a été réalisée en juin 2017 : 35 échantillons ont été prélevés (forages, sources et eaux de surface) afin de déterminer les teneurs en ions majeurs et traces, en ClO_4^- et en 40 explosifs. Des ions perchlorates ont été détectés dans presque tous les points (32 sur 35) avec une valeur maximale de $33 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$. Dans les eaux souterraines, le niveau moyen est de $6,2 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$, plus élevé que celui dans les eaux de surface ($2,7 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$). La plupart des points avec des niveaux supérieurs à $4 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ se trouve autour du camp de Monronvilliers, où quantités de munitions ont été utilisées, stockées et détruites pendant et après la Grande Guerre. Ces résultats ont permis d'obtenir une cartographie chimique du secteur d'étude et de sélectionner 16 points de suivi mensuel pour les 2 années à venir. L'analyse du signal isotopique des ions ClO_4^- permettra de discriminer les origines militaires et agricoles de la molécule. La mesure des concentrations en gaz rares (CFCs et SF6) permettra de déterminer le temps de séjour de l'eau souterraine, de faire éventuellement

le lien avec les concentrations mesurées et de mieux connaître le comportement hydrodynamique de l'aquifère de la craie de Champagne.

INTRODUCTION

Perchlorate (ClO_4^-) is an inorganic anion and a powerful oxidizer with high solubility and mobility in water. Relatively stable under ambient conditions, perchlorate may persist for many years, possibly decades, under typical surface water and groundwater conditions (Sturchio et al. 2014). Perchlorate salts are widely used as oxidizer in solid rockets fuel and as component of fireworks, pyrotechnics, flares and explosives (Urbansky 1998). In addition, natural sources such as sodium nitrate deposits in Chile (Urbansky et al. 2001) and formation in the atmosphere, have also been reported (Dasgupta et al. 2005). Perchlorate is an environmental contaminant of concern in water because of its potential ability to inhibit iodide uptake and to impact neurodevelopment, especially for foetuses and infants (Leung et al. 2010). Since 1997, perchlorate has been listed as a contaminant in drinking water monitoring programs in the USA (USEPA, 1998). The current health advisory level for ClO_4^- is set at $15 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ based on the reference dose recommended by the US EPA. However, in many countries, drinking water standard for ClO_4^- is yet to be defined. Many studies have underlined perchlorate contamination in water from numerous countries such as the USA, Canada (Backus et al., 2005), France, China (Wu et al., 2010), Japan (Kosaka et al. 2007) and India (Kannan et al., 2009).

In France, the interest of research on ClO_4^- has increased since 2011 because of the discovery of ClO_4^- contamination in several drinking water resources in South-Western France, in the Paris Basin and in North-Eastern France (Lopez et al., 2015). In the Champagne-Ardenne region (NE of France), the measurement campaigns carried out by the Regional Health Agency (ARS) in 2014 have demonstrated high levels of ClO_4^- ions ($> 15 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$) in raw water resources intended for human consumption. Two potential sources of ClO_4^- in groundwater are suspected: military and agricultural. Indeed, the Champagne-Ardenne region was highly marked by the events of the First World War that may have emitted large quantities of perchlorates and other explosives in the environment, and France has imported, between 1875 and 1920, large quantities of natural nitrates as fertilizers from Chile, which are particularly rich in ClO_4^- ions. The study site in an intensive agricultural area, thereby it is concerned with the use of these Chilean nitrates.

The objectives of this study are 1) to identify the sources of ClO_4^- and other explosives in groundwater and to establish links between their occurrence and the type of human activities (military and/or agricultural), 2) to understand the transfer mechanisms of ClO_4^- in the Champagne chalk aquifer, with studies on flow and mineralization processes in the aquifer. A study area has been selected in the Champagne-Ardenne region for a continuous monitoring of water chemistry to observe a temporal and spatial evolution of the concentrations of the molecules concerned. In this paper, we will focus on the results of the 2 screening measurement campaigns carried out in 2017, with the purpose to obtain a water chemical map of the study area and to select 16 points to be monitored monthly over the next two years.

The study area is divided into two parts by the groundwater divide line across the summit of Berru Mount and the Champagne Mounts, which delimits the Vesle River watershed in the south and the Suippe River watershed in the north. According to water levels (Rouxel-David et al., 2002a), the chalk aquifer of the study area is generally drained by rivers except the water catchment of Couraux (Fig.1) which supplies the drinking water for the Reims area. Due to the drawdown of groundwater level caused by pumping, the catchment is partially fed by river water, especially during low water period. The precipitation constitutes the only recharge of the Champagne chalk aquifer, mainly between September and April.

Sampling

Two chemical screening campaigns have been carried out in June and September 2017. In June, 25 groundwater (22 boreholes and 3 springs) were collected. All the selected sampling points are situated on areas concerned by both agricultural and military activities. Ten points of surface waters, distributed in the Aisne to Marne Canal, Vesle River, Suippes River and their tributaries (Table 2 and Fig.1) were also sampled to take into account the groundwater/surface water exchanges in the diffusion of the molecules. In September, a total of 25 points were sampled (Table 2). The points with non-detectable or very low ClO_4^- levels were not sampled and a new one has been added in the Suippes River. The physicochemical parameters (pH, conductivity, temperature, alkalinity, dissolved oxygen and redox potential) were measured at the sampling points

Instrumental analysis

The quantification of perchlorate was performed using a two-dimension ion chromatography on an ion chromatography (DIONEX ICS 2000) at BRGM (Orléans, France), with a detection limit of $0.5 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$. Quantitative analysis of cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ and K^+) and anions (NO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , F^-) was done by ICP Optical Emission Spectrometry (ICAP 6300, THERMO) and Ion Chromatography system (DIONEX ICS 2000) respectively at GEGENAA (Reims, France). The analysis of 39 explosives (e.g. TNT, trinitrophenol, trinitronaphthalene etc.) was performed by the company Envilytix GmbH (Wiesbaden, Germany)

RESULTS AND DISCUSSION

The results of the campaign in June 2017 including chemical facies and ClO_4^- contents are presented. The samples collected in September 2017 are being processed, only the results of ClO_4^- are presented.

Major ions

Calcium and bicarbonate are the predominant ions in water, which is consistent for groundwater in chalk aquifer. However, spatially heterogeneities are present not only on Ca^{2+} and HCO_3^- but also on Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} and NO_3^- contents (Fig. 2). This may be due to human activities and/or mineralization conditions of the aquifer, assumptions to be confirmed.

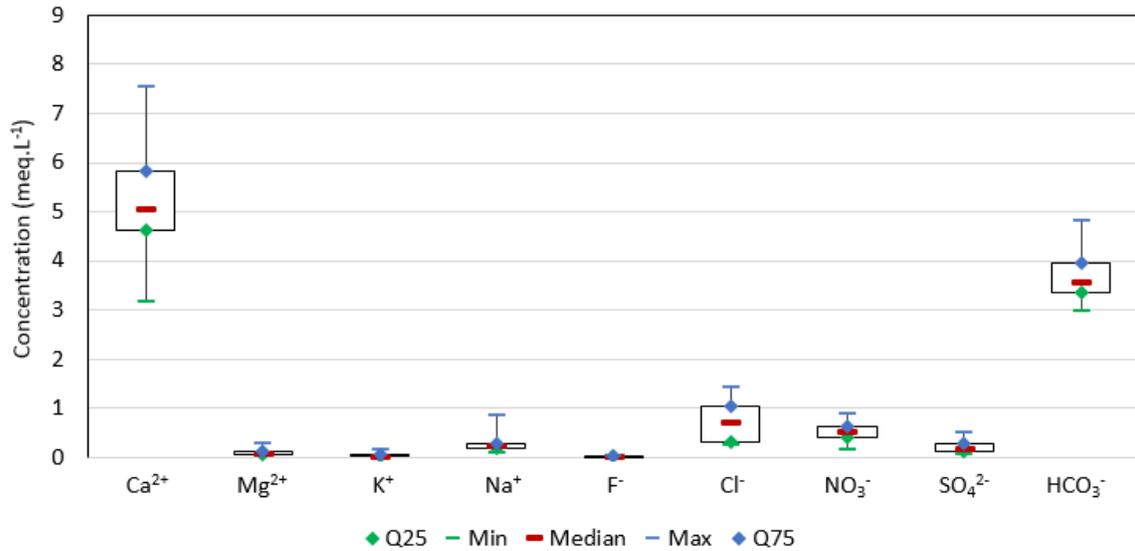


Figure 2 - Box plots of major ions (sampling in June 2017).

To better understand the geochemistry and highlight the sources of major ions and the processes that affect their concentrations, the correlation matrix of the major ion concentrations (Table 1) and different relationships between ions were established (Fig.3).

Table 1 - Correlation matrix of the major ion concentrations (EC = Electrical Conductivity).

	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	ClO ₄ ⁻	EC
Ca ²⁺	1										
Mg ²⁺	0,69	1									
K ⁺	0,71	0,92	1								
Na ⁺	0,62	0,67	0,60	1							
F ⁻	-0,02	0,55	0,54	0,05	1						
Cl ⁻	0,86	0,45	0,48	0,61	-0,29	1					
NO ₃ ⁻	0,81	0,32	0,40	0,36	-0,44	0,86	1				
SO ₄ ²⁻	0,77	0,75	0,68	0,70	0,36	0,62	0,41	1			
HCO ₃ ⁻	0,83	0,56	0,61	0,52	0,17	0,71	0,58	0,67	1		
ClO ₄ ⁻	0,41	0,26	0,44	0,04	0,02	0,39	0,40	0,11	0,17	1	
EC	0,99	0,68	0,71	0,70	-0,08	0,89	0,81	0,79	0,82	0,39	1

In chalk aquifers, the water-rock interactions are mainly characterized by the dissolution of carbonates and the ratio between Ca²⁺ and HCO₃⁻ (in meq.L⁻¹) is equal to 1 (Edmunds et al., 1987). In water samples studied, a good correlation between Ca²⁺ and HCO₃⁻ is observed (r = 0.83), which corresponds well to the chalk dissolution processes. The Ca²⁺ concentration versus the HCO₃⁻ concentration is shown in the Fig.3a. Almost all data points are above the carbonate dissolution line, showing an enrichment in Ca²⁺. This indicates that Ca²⁺ has a secondary origin in addition to the chalk dissolution. Ca²⁺ may be compared with other ion by plotting Ca²⁺ - HCO₃⁻ with the sum NO₃⁻ + Cl⁻ + SO₄²⁻ (ions commonly present in fertilizers) (Fig. 3b). Ca²⁺ excess has a positive correlation with the sum NO₃⁻ + Cl⁻ + SO₄²⁻. Moreover, according to the correlation matrix, Ca²⁺ is well correlated with NO₃⁻, Cl⁻ and SO₄²⁻ (r = 0.81, 0.86 and 0.77 relatively). These results indicate that Ca²⁺ excess is likely due to an agricultural supply.

Groundwater Cl⁻ and Na⁺ usually comes from meteoric waters and the ratio between these ions is close to 1 (Edmunds et al., 1987; Moller, 1990). The concentration of Cl⁻ versus Na⁺ is shown in Fig. 3c. The meteoric water line (1:1) is reported on the graph. Here, chalk groundwater does not fall along this line and a strong

enrichment in Cl^- is observed. Moreover, a very good correlation ($r = 0.86$) between Cl^- and NO_3^- shows that they might have the same source related to agriculture activities.

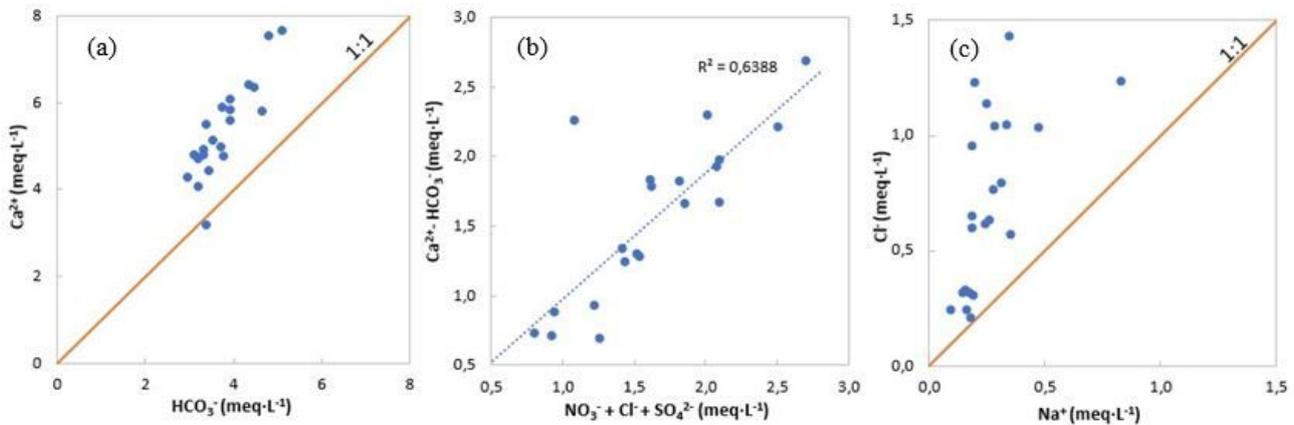


Figure 3- (a) Ca^{2+} versus HCO_3^- (solid line 1:1 represents the chalk dissolution line); (b) $[\text{Ca}^{2+} + \text{HCO}_3^-]$ versus $[\text{NO}_3^- + \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}]$; (c) Cl^- versus Na^+ (solid line 1:1 represents the meteoric water line).

Perchlorates and explosives

The two screening campaigns show almost similar results for ClO_4^- concentrations. Perchlorate ions were found in almost all the samples (Table 2), and the mean ClO_4^- concentrations in groundwater and surface water samples were $6.2 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ and $2.7 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$, respectively. 15 among the 35 water points (43%) present a ClO_4^- levels higher than $4 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ (concentration beyond which infants should not consume water according to French health authorities advices) and 1 point higher than $15 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ (US EPA reference dose). 20 points (57%) present ClO_4^- levels lower than $4 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$.

Most of the points with concentrations above $4 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ are found around the Moronvilliers military camp, where large quantities of ammunition were used, stored and destroyed during and after the Great War. The maximum ClO_4^- level is $33 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ (FVDV, south of Moronvilliers military camp; Fig.4). According to historical data, this point is located at a former military airfield used during the Great War. In addition, the Moronvilliers military camp located upstream of this point, representing a potential source of ClO_4^- . Samples from FBN4, FVDV and FP show also chlorate (ClO_3^-) levels slightly higher than the other samples.

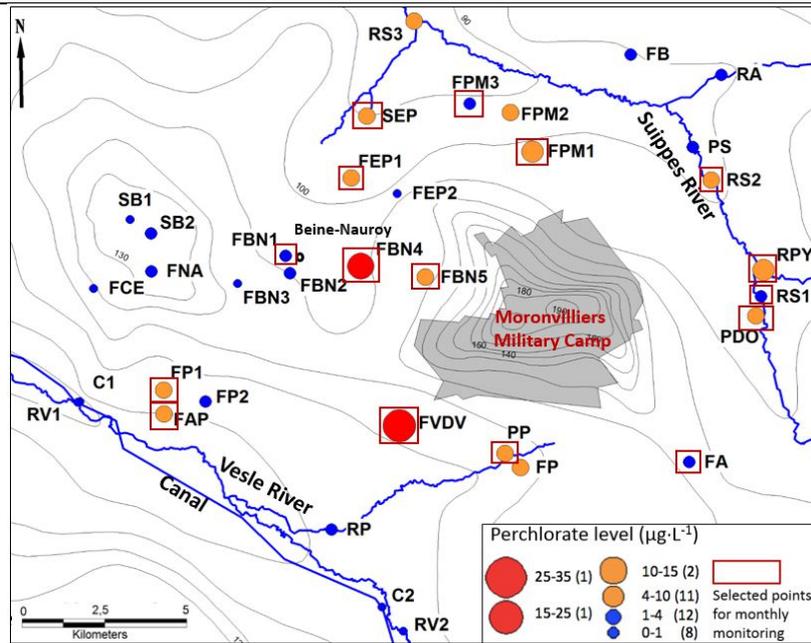


Figure 4 - Perchlorate levels of the first sampling campaign and selected points for monthly monitoring.

The points with ClO_4^- levels lower than $4 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ are mainly situated on the Berru Mount, in the Vesle River and the Aisne to Marne Canal. The levels in the canal are less than $0.5 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$. Since water in the canal is not (or little) related to the chalk aquifer, it verified the fact that ClO_4^- in river waters come from the exchanges with groundwater. ClO_4^- concentrations in rivers are partly diluted by upstream water and drainage of low-level parts of the aquifer so that generally lower levels of ClO_4^- than those in groundwater are measured.

However, some surface waters show significantly higher levels of ClO_4^- ($> 10 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$), such as the RPY (the Py River) and RS2 (downstream of the Py in the Suippe River) points (Fig.4 and Table 2). ClO_4^- sources exist thus in the Py catchment area. As the point RS1 (upstream of the Py, in the Suippes river) has a low level of ClO_4^- ($< 4 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$), the high level on RS2 is most likely from the contribution of the Py river. Indeed, the Py River is originated from downstream of the military camp of Suippes, potentially representing a source of ClO_4^- .

Note that explosives have not been detected in surface and groundwater samples, which may be due to their low persistence in soil and water.

16 sampling points were selected based on the results of the 2 sampling campaigns for the monthly monitoring over the next 2 years (Fig. 4). Sampling points with high levels on ClO_4^- were selected. Although the ClO_4^- levels on FBN1 and FA were low, these two points were still maintained to ensure a consistent distribution of sampling points in the west and the southeast of the study area.

Table 2 - Information on sampling locations and ClO_4^- concentrations (N.S. = Non Sampled points).

Point ID	Sample type	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Altitude (m NGF)	Depth (m)	ClO_4^- _June ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	ClO_4^- _Sep ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Selected for monthly monitoring
FCE	Exploited borehole	49,24205	4,12656	175	85	0,5	N.S.	
FNA	Exploited borehole	49,24662	4,15105	165	47	1,3	N.S.	
FBN3	Borehole	49,24280	4,18759	124,9	56	0,9	N.S.	
FBN1	Borehole	49,25048	4,20809	134	47,6	3,9	< 0,5	X
FBN2	Borehole	49,24554	4,20989	122	32	2,9	< 0,5	
FPM 1	Exploited borehole	49,27875	4,31364	107	24	10,5	9,6	X
FBN4	Borehole	49,24725	4,23997	111	28	17,5	17	X
FBN5	Borehole	49,24383	4,26732	140	46,75	7,8	2,7	X
FEP1	Borehole	49,27210	4,23658	107	25	9,2	10,2	X
FEP2	Borehole	49,26752	4,25589	107	23	0,7	3,1	
FPM 3	Borehole	49,29255	4,28730	103	21	2,6	2,4	X
FPM 2	Borehole	49,28989	4,30454	121	34,3	5,5	5,8	
FP1	Borehole	49,21308	4,15558	95	18,9	6	3,8	X
FAP	Borehole	49,20634	4,15561	89,5	15	5,5	2,8	X
FP2	Borehole	49,20966	4,17316	97	20,75	1,3	1,8	
PP	Exploited borehole	49,19371	4,29981	110	80	6,6	6,3	X
FVD V	Borehole	49,20202	4,25525	107	21,65	33	37,7	X
FP	Borehole	49,18969	4,30624	116	23,6	4,8	6,6	
FB	Borehole	49,30563	4,35599	108	22,5	2,2	N.S.	
PS	Exploited borehole	49,27923	4,38166	98,5	16	2,7	3,3	X
PDO	borehole	49,23141	4,40722	111	25	9	8,7	
FA	Borehole	49,19046	4,37777	123	33,9	2	2,4	X
SB2	Spring	49,25732	4,15116	216	/	2,1	N.S.	
SB1	Spring	49,26133	4,14238	225	/	< 0,5	N.S.	
SEP	Spring	49,28945	4,24359	92	/	4,7	1,8	X
RV1	River	49,21076	4,11505	84	/	0,8	N.S.	
C1	Canal	49,20874	4,12446	85	/	< 0,5	N.S.	
RP	River	49,17311	4,22585	93	/	3,6	N.S.	
RV2	River	49,14414	4,25526	99	/	0,6	N.S.	
C2	Canal	49,15137	4,24642	96	/	< 0,5	N.S.	
RS1	River	49,23697	4,40956	107	/	1,8	4,3	X
RPY	River	49,24423	4,41038	110	/	10,2	12,3	X
RS2	River	49,27000	4,38921	110	/	4,5	6,7	X
RA	River	49,30098	4,40443	105	/	1,1	<0,5	
RS3	River	49,31591	4,26468	110	/	4,2	4,6	
RS4	River	49,31420	4,27165	92	/	N.S.	5	

CONCLUSION AND PERSPECTIVE

The preliminary results of the 2 sampling campaigns on the study site allowed to obtain the chemical facies of groundwater and the distribution of perchlorate ions in the study area.

A strong spatial heterogeneity of major ions of the chalk groundwater was observed. The chemical composition of groundwater is typical of that expected for chalk aquifers ($\text{Ca}^{2+}/\text{HCO}_3^-$ type, explained by chalk dissolution) However, Ca^{2+} has a secondary source. High correlations between NO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} and Ca^{2+} excess (with respect to HCO_3^-) highlight a common origin of the ions related to the use of agricultural inputs (fertilizers).

Perchlorate ions were found in almost all the samples with a maximum concentration of $33 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$. Most points with high levels of ClO_4^- are situated around the Moronvilliers military camp, representing a potential source of perchlorate, to be confirmed with further studies.

Over the next 2 years, measurement will be performed on the 16 sampling points selected to determine the contents of major and trace elements, ClO_3^- and ClO_4^- ions and stable isotopes of water molecule (^2H and ^{18}O). In parallel, the measurement of the isotopic signature of oxygen and chlorine in ClO_4^- will make it possible to precise the sources of perchlorates (agriculture and/or military). A better understanding of the chalk aquifer properties and flow mechanisms will be reached by the measurement of the residence time of groundwater and the monthly monitoring. Finally, this multi-tracer approach will allow to assess the spatial and temporal evolution of ClO_4^- concentrations in the years to come, and offer innovative information to make appropriate recommendations in terms of water management.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study is financially supported by the BRGM, the Agence de l'Eau Seine-Normandie, the Region Grand-Est, the Grand-Reims Metropolis and the ARS Grand-Est.

REFERENCES

- Backus, S.M., Klawuun, P., Brown, S., D'sa, I., Sharp, S., Surette, C., et al. (2005).- Determination of perchlorate in selected surface waters in the Great Lakes Basin by HPLC/MS/MS, *Chemosphere.*, 61, 834–43.
- Dasgupta, P.K., Martinelango, P.K., Jackson, W.A., Anderson, T.A., Tian, K., Tock, R.W. et al. (2005).- The origin of naturally occurring perchlorate: the role of atmospheric processes, *Environ. Sci. Technol.*, 39, 1569–1575.
- Edmunds, W.M., Cook, J.M., Darling, W.G., Kinniburgh, D.G., Miles, D.L., Bath, A.H., Morgan-Jones, M., Andrews, J.N. (1987).- Baseline geochemical conditions in the Chalk aquifer, Berkshire, UK.: a basis for groundwater quality management, *Appl. Geochem*, 2, 251-274.
- Kannan, K., Praamsma, M.L., Oldi, J.F., Kunisue, T., Sinha, R.K. (2009).- Occurrence of perchlorate in drinking water, ground water, surface water and human saliva from India, *Chemosphere*, 76, 22–6.
- Kosaka, K., Asami, M., Matsuoka, Y., Kamoshita, M., Kunikane, S. (2007).- Occurrence of perchlorate in drinking water sources of metropolitan area in Japan, *Water Res.*, 41, 3474–82.
- Leung, A.M., Pearce, E.N., Braverman, L.W. (2010).- Perchlorate, iodine and the thyroid, *Best Pract. Res., Clin. Endocrinol. Metab.*, 24, 133–141.

Möller, D. (1990)- The Na/CL ratio in rainwater and the seasalt chloride cycle, *Tellus B.*, 42, 254-262.

Rouxel-David, E., Batkowski, D., Baudouin, V., Cordonnier, G., Cubizolles, J., Herrouin, J.P., Izac, J.L., Jegou, J.P., Kieffer, C., Mardhel, V., Paya, H. (2002a).- Cartographie de la piézométrie de la nappe de la craie en Champagne-Ardenne – Rapport final – Rapport BRGM/RP-52332-FR.

Rouxel-David, E., Cordonnier, G., Dachy, S. (2002b).- Synthèse des études menées sur le bassin versant de Couraux (Marne), BRGM.

Sturchio, N.C., Beloso Jr., A., Heraty, L.J., Wheatcraft, S., Schumer, R. (2014).- Isotopic tracing of perchlorate sources in groundwater from Pomona, California, *Applied Geochemistry*, 43, 80-87.

Urbansky, E.T. (1998).- Perchlorate chemistry: implications for analysis and remediation, *Bioremediation Journal*, 2, 81–95.

Urbansky, E.T., Brown, S.K., Magnuson, M.L., Kelty, C.A. (2001).- Perchlorate levels in samples of sodium nitrate fertilizer derived from Chilean caliche, *Environmental Pollution*, 112, 299–302.

USEPA (1998).- Drinking water contaminant list., EPA document No. 815-F-98-002, GPO, Washington, DC.

Vachier, P., Dever, L., Fontes, J.C. (1987).- Mouvements de l'eau dans la zone non saturée et alimentation de la nappe de la craie de champagne (France), *Isotope Techniques in Water Resources Development*, Vienna, IAEA Conf., 367–379.

Wu, Q., Zhang, T., Sun, H., Kannan, K. (2010).- Perchlorate in tap water, ground water, surface waters and bottled water from China and its association with other inorganic anions and with disinfection byproducts, *Arch Environ Contam Toxicol.*, 58, 543–50.

Etude du transfert des nitrates dans la zone non saturée sous parcelle agricole

Surdyk N., Gourcy L. Baran N., Bault V.

(1) BRGM

n.surdyk@brgm.fr

MOTS CLES : nitrates, zone non saturée, aquifère de la craie, parcelle agricole

RESUME

L'existence d'un stock de nitrate dans le sol et dans la zone non saturée consécutif à la fertilisation pendant plusieurs années a été démontrée dès les années 1980 dans des matériaux géologiques de natures variées (Baran et al., 2005 - Baran et al., 2006).

Une estimation de la vitesse de transfert de l'eau dans la zone non saturée peut être réalisée en parallèle à la caractérisation du stock de nitrate, en partant de l'hypothèse d'un transfert des nitrates à la même vitesse que l'eau et grâce à une connaissance détaillée des pratiques agricoles.

L'évaluation de l'impact des changements de pratiques agricoles sur la qualité des eaux reste une question majeure. La nappe de la craie, aquifère majeur en Hauts-de-France (ex-Picardie), présente une inertie pouvant être importante. L'amélioration de la qualité des eaux souterraines peut donc, dans certains cas, être largement différée par rapport à l'instauration de pratiques agroenvironnementales.

Les objectifs de cette étude réalisée en partenariat entre la Chambre d'Agriculture de l'Aisne, l'Agence de l'Eau Seine Normandie et le BRGM sont d'apporter des éléments de réponse aux questions suivantes :

- A quelle échéance, les changements de pratiques auront-ils un effet notable sur la qualité des eaux souterraines ?
- Quelle sera l'ampleur de cet effet ?
- Quelle est l'origine des nitrates présents dans la nappe de la craie ?

Pour répondre à ces objectifs, plusieurs sondages ont été réalisés à l'échelle de la parcelle agricole. Les travaux de recherche ont été menés dans deux AAC (aire d'alimentation de captage) "Grenelle" de l'Aisne, l'AAC de Landifay-et-Bertaignemont et l'AAC de Morgny-en-Thiérache.

Les parcelles ont été sélectionnées car elles présentaient a priori un « marqueur cultural » observable dans le profil de concentrations en nitrate obtenu pour la zone non saturée de la craie. Le « marqueur cultural » était un élément important pour la compréhension des systèmes dans cette étude. En effet, chaque valeur de concentration mesurée dans le sol correspond aux excédents de nitrates d'une ou plusieurs années qui ont été entraînés en profondeur par les précipitations. Dans un cas simple, chaque pic est associé à l'excédent d'une seule année et le profil permet de retracer l'ensemble des cultures qui se sont succédées sur la parcelle. Cette théorie se base sur le fait que l'ensemble des nitrates excédentaires est lessivé par les pluies d'hiver.

Néanmoins, les nitrates excédentaires peuvent, en fait, être lessivés par plusieurs épisodes pluvieux distincts. Les années pluvieuses peuvent donc mener à plusieurs pics. De plus, les écoulements ne sont pas réguliers ce qui fait que les nitrates peuvent migrer plus ou moins rapidement en fonction de la pluviométrie. Enfin, il n'est généralement pas possible de différencier des cultures similaires successives (céréalière, légumineuse,...). Ainsi, dans les faits, il n'est généralement pas possible d'associer les pics à une année donnée sans point de repère indiscutable.

Pour résoudre ces problèmes, il faut pouvoir rattacher certaines parties du profil mesuré à des événements «marquants» de la succession culturale. Il peut s'agir d'une période où la parcelle était cultivée en prairie ou mise en jachère par exemple. En effet, sur ces cultures, il n'y a pas d'apport et les concentrations de nitrate ont tendance à être plus faibles. Grâce à ces événements «marqueurs cultureaux», il est possible de caler temporellement le profil de concentration.

La nécessité de «marqueurs cultureaux» pour l'interprétation a été un critère important dans le choix de la parcelle. Les parcelles ayant plusieurs années de culture en herbe génèrent des « marqueurs cultureaux » intéressants car sur l'herbe, il n'y a pas (ou peu) d'apport de fertilisant et les concentrations générées ont tendance à être plus faibles que sous des cultures conventionnelles. Grâce à ces événements «marqueurs», il est possible de caler temporellement le profil de concentration.

Des sondages ont été réalisés sur 3 parcelles agricoles disposant d'un marqueur cultural (changement majeur de pratiques dans la fertilisation tel un retournement de prairie ou une mise en jachère). Ils doivent permettre d'une part, d'évaluer le stock de nitrates présent dans la zone non saturée de la craie (c'est-à-dire la zone située entre la surface du sol et le sous-sol jusqu'à la nappe) et d'autre part, d'estimer la vitesse de transfert de ces nitrates.

Les sondages réalisés dans les 3 parcelles ont permis d'établir des profils pour estimer les concentrations en azote présentes sur les matériaux collectés à différentes profondeurs. Les concentrations fluctuent sur ces profils en réponse aux pratiques agricoles variables selon les années mais aussi en fonction de la pluviométrie. Pour les parcelles étudiées, les introductions de nitrates vers la nappe de la craie sont moins importantes aujourd'hui que dans le passé. Elles restent toutefois supérieures à celles observées dans les parcelles sans fertilisation (terrain de football) qui ont servi de référence.

Le stock d'azote présent dans la zone non saturée se déplace progressivement jusqu'à atteindre la nappe. Il va donc avoir un effet sur la qualité des eaux souterraines, pour une durée qui est dépendante de sa vitesse de migration.

Ainsi, une vitesse moyenne de transfert des nitrates à travers la craie de 0,54 m/an a été calculée à Le Hérie-la-Viéville (Sondage S3). A Landifay-et-Bertaignemont (Sondage S5), une vitesse minimale de 1,45 m/an a été calculée. Cette valeur apparaît supérieure à celle estimée à Le Hérie. Toutefois ces 2 valeurs sont tout à fait cohérentes avec les données de la littérature issues d'études antérieures menées dans un contexte crayeux. Le marqueur cultural (retournement de prairie) n'a pas été détecté à Morgny-en-Thiérache et aucune vitesse de transfert n'a pu être calculée.

Ces vitesses relativement lentes conjuguées à une zone non saturée relativement épaisse (généralement proche de 30 m) impliquent que les actions menées en surface auront un impact au bout d'une cinquantaine d'années à Le Hérie-la-Viéville et d'une vingtaine d'années à Landifay-et-Bertaignemont, si le transfert matriciel domine. Cette estimation repose sur l'hypothèse forte que le transfert des nitrates est supposé ne s'effectuer qu'au sein de la matrice crayeuse (via la porosité). Or le concept de double perméabilité de la craie est largement reconnu par la communauté scientifique. Il convient de rappeler que si une partie importante du transfert s'effectue via la matrice, il est probable qu'une partie

des transferts s'effectuent également au sein des fractures avec une vitesse plus importante. Les mesures prises en surface pourraient donc avoir un effet positif plus rapidement que les actuelles estimations. En d'autres termes : les impacts des modifications de l'occupation du sol peuvent se faire sentir plus tôt lorsque des circulations préférentielles sur fissures existent, mais le stock de nitrates présent dans la matrice progresse aux vitesses estimées par cette étude. Les travaux menés dans cette étude ne permettent ni d'estimer la vitesse de transfert dans les fractures, ni les concentrations rencontrées, ou encore les flux que cela engendre.

A partir des mesures de concentrations en nitrates sur les solides prélevés à différentes profondeurs, des calculs de stock ont pu être réalisés. Des graphiques présentant l'évolution de la quantité d'azote dans le profil permettent d'illustrer l'impact des modifications de pratiques. A Morgny-en-Thiérache et à Hérie-la-Viéville, des ruptures dans la pente témoignent des améliorations de pratiques pour les années plus récentes. A Landifay-et-Bertaignemont, le graphique présentant l'évolution de la quantité d'azote ne montre pas de rupture. Cela est peut-être dû à la vitesse plus élevée des nitrates dans ce profil qui est assez court.

Les conclusions du projet ne sont valables que pour l'aquifère de la craie au droit des deux parcelles investiguées. Le projet a pu montrer, par l'utilisation de répliquâts, que la réponse à la fertilisation était homogène au sein d'une parcelle. Il est à noter que les travaux n'avaient pas pour objet d'extrapoler l'information à l'échelle de l'AAC. De ce fait, l'étude réalisée ne permet pas de prédire quel sera l'impact des améliorations des pratiques mesurées à partir des parcelles testées et si celles-ci pourront être suffisantes pour améliorer la qualité de l'eau au captage.

Références bibliographiques

- Baran, N., Bourgeois, M., Flehoc, C., Normand, B. (2005).- *Détermination de la vitesse de transfert de l'eau, des nitrates et autres soluté en zone non saturée dans un loess profond, Rapport BRGM RP-53440-FR, 91p.*
- Baran, N., Chabart, M. (2006).- *Détermination de la vitesse de transfert des nitrates en zone crayeuse sur deux bassins versants à enjeux : La Retourne (08) et la Superbe (51). Rapport final, Rapport BRGM RP 54985-FR, 109p.*

Le rôle des eaux souterraines dans la régulation du cycle thermique des rivières : l'exemple de la Touques et de l'Orne

**Frédéric Gresselin⁽¹⁾, Christine Bordier⁽²⁾, Bruno Dardaillon⁽²⁾, Fabrice Parais⁽²⁾
François Kauffmann⁽³⁾**

(1) DREAL de Normandie et Université de Caen M2C UMR 6143,

(2) DREAL de Normandie,

(3) CNRS UMR 6139 et Université de Caen LMNO,

frederic.gresselin@developpement-durable.gouv.fr, 1 rue Recteur Daure, CS 60040 - 14 006 Caen Cedex 1

MOTS CLES : relation nappe rivière, séparation de sources, réseau thermique

RESUME

La température est un paramètre essentiel de l'écologie d'un cours d'eau qui agit tant sur les organismes vivants que sur les usages. Ce paramètre évolue selon un cycle saisonnier avec des fluctuations journalières et diurnes, sous des facteurs anthropiques comme naturels, parmi lesquels les échanges nappe / rivière (Beaufort A., 2015). La surveillance en continu de la température des cours d'eau est récente, avec un réseau national thermique mis en place par l'Agence Française pour la Biodiversité (AFB) en 2008. Les cycles thermiques des cours d'eau sont encore peu étudiés à l'échelle locale. Cet article propose d'analyser les cycles thermiques de deux fleuves normands se jetant dans la Manche, la Touques et l'Orne (fig. 1). Si leurs bassins versants disposent d'une pluviométrie et d'un écoulement interannuel comparables, la Touques possède en étiage, à son exutoire, un débit spécifique 6 fois supérieur à celui de l'Orne. Cela est lié à la présence, dans le bassin de la Touques, d'un important réservoir en eau souterraine, l'aquifère de la craie, dont les eaux souterraines soutiennent abondamment le débit du cours d'eau. L'aquifère de la craie est quasi inexistant dans le bassin de l'Orne. Les deux rivières sont équipées d'un suivi thermique en continu. Les chroniques de température ont été étudiées pour comprendre le rôle que jouent les eaux souterraines dans la régulation de leur cycle thermique. Après une description du territoire d'étude, les méthodes analytiques utilisées, analyse spectrale et analyse en composantes indépendantes (ACI), sont décrites et leurs résultats détaillés. L'interprétation tend à rechercher l'influence des signatures hydrogéologiques des bassins versants dans la régulation thermique des deux cours d'eau et celle de certains facteurs anthropiques.

LE TERRITOIRE D'ETUDE

La Touques et son bassin versant

La Touques prend sa source dans le département de l'Orne, à une altitude de 320 m. Elle se jette en mer de la Manche à Deauville. Son bassin versant, de 1 300 km², est essentiellement crayeux. La pluviométrie y atteint 810 mm en moyenne par an.

L'écoulement interannuel de la Touques est d'environ 260 mm (Bourgault et al., 2014).

Son débit spécifique d'étiage mensuel de récurrence 5 ans (QMNA₅) est élevé : 2,7 L/s/km² à Mardilly et 5,3 L/s/km² à l'exutoire (soit 6,8 m³/s). La volumineuse nappe de la craie régule le débit du fleuve sauf dans son extrémité méridionale (fig.1).

Dès les années 1980, le bassin a fait l'objet de programmes de restauration de la continuité écologique. La Touques est désormais un des cours d'eau les plus productifs en Europe pour la truite de mer.

L'Orne et son bassin versant

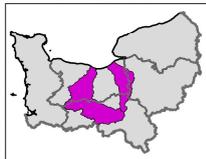
L'Orne prend sa source au Sud-Est d'Argentan, à une altitude de 190 m. Elle se jette dans la Manche à Ouistreham, à 25 km à l'Ouest de l'embouchure de la Touques après avoir traversé la Suisse normande (fig. 1). Son bassin versant s'inscrit dans une zone de transition entre l'Armorique et le Bassin parisien. Il fait 2 960 km². La pluviométrie moyenne interannuelle est identique à celle du bassin de la Touques (810 mm). L'écoulement de l'Orne est de 270 mm en moyenne par an.

L'Orne dispose d'un cours plus artificialisé que celui de la Touques, marqué par la présence du barrage de Rabodanges et par celle de nombreuses petites retenues.

Le bassin de l'Orne dispose également de réservoirs aquifères de moindres capacités que celui de la Touques. Les calcaires jurassiques de la région d'Argentan y forment le principal aquifère. Les débits spécifiques d'étiage de l'Orne sont donc plus faibles que ceux de la Touques à surface équivalente. Son QMNA₅ est de 1,9 L/s/km² en amont (Belfonds) et de 0,9 L/s/km² à Caen (soit 2,55 m³/s).

Géologie simplifiée

Bassin versant de l'Orne et de la Touques



Massif Armoricain

- schistes paléozoïques prédominants
- schistes, grès et autres roches associées
- grès ou roches apparentées
- schistes et grès briovériens
- schistes tachetés et coméennes
- granodiorites cadomiennes

Bassin Parisien

- alluvions récentes
- limons des plateaux
- argiles à silice
- craie et roches associées
- argiles ou marnes associées
- calcaires prédominants
- station thermique
- point de référence ECA&D
- limite départementale
- principale agglomération

Sources :
© IGN Geofla 2013,
Agence de l'Eau Seine-Normandie/
DREAL-NORMANDIE
Production:
Le 30/03/2018 - DREAL-NORMANDIE

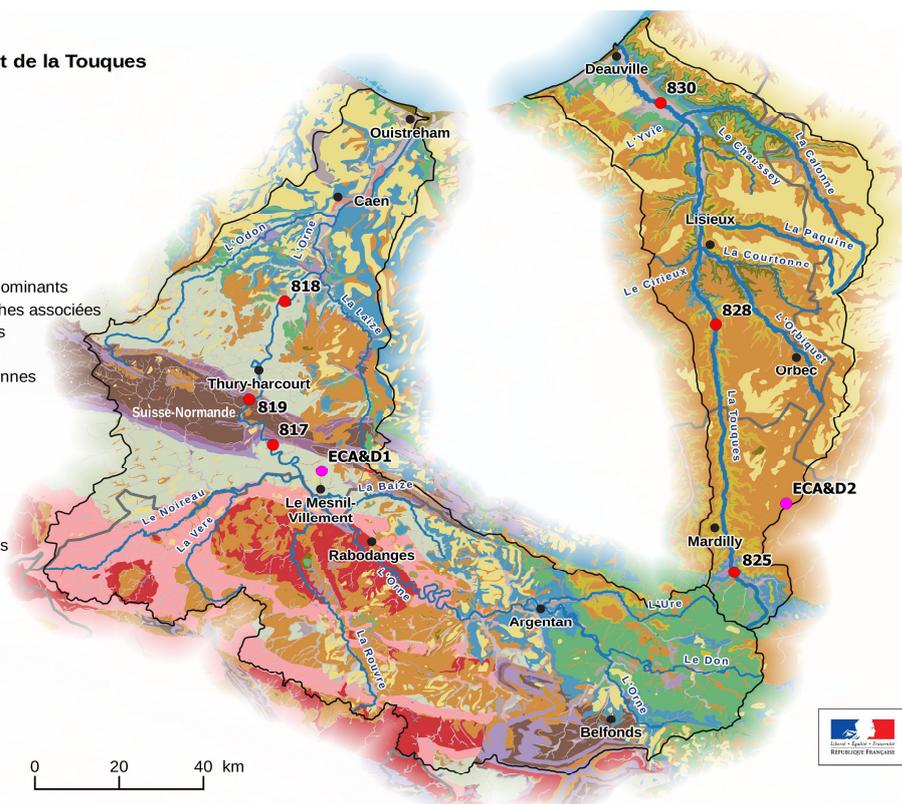


Figure 1 - Géologie des bassins de l'Orne et de la Touques

MATERIEL ET METHODE

Suivi thermique

Le réseau de mesure

La Touques et l'Orne sont équipées d'un suivi thermique depuis juin 2011. Les sondes, numérotées 825, 828 et 830 pour la Touques et 817, 819 et 818 pour l'Orne, sont attachées aux racines des arbres de la ripisylve, en position ombragée. Elles sont installées à une profondeur garantissant leur immersion complète quelle que soit la saison. La température est mesurée toutes les deux heures. Les sondes ont été relevées le 07/01/2012, le 21/06/2013 et le 09/06/2015 pour la Touques et le 27/06/2013, le 11/12/2013 et le 22/06/2015 pour l'Orne. Les chroniques ont été étudiées sur la période du 9 janvier 2012 au 31 décembre 2014, soit environ 13 000 données étudiées.

Ce suivi a été mis en œuvre dans un objectif de connaissance globale des écosystèmes fluviaux de Normandie mais aussi pour comprendre l'impact des barrages de la Suisse normande sur le régime thermique de l'Orne. La température des cours d'eau est en effet fortement influencée par la présence des barrages (Poirel *et al.*, 2010).

Caractéristiques techniques des sondes

Les sondes sont des HOB0® water Temp Pro v2 (U22-001). Leur précision est de $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$. Les données sont lues par une navette à double interface : optique, en dialogue avec la sonde, USB en dialogue avec l'ordinateur. La batterie des sondes possède une autonomie maximale de 6 ans pour un voltage de 3,6 volts. Les sondes mesurent 11,4 cm de long pour un diamètre maximal de 3 cm. Elles sont robustes, faciles d'utilisation et relativement bon marché.

Exploitation et traitement des données

Les chroniques ont fait l'objet :

- d'une modélisation dans le domaine temporel permettant d'estimer dans les chroniques de température les principaux phénomènes périodiques, saisonniers et journaliers, en lien avec la pluviométrie et la température ;
- d'une analyse en composantes indépendantes (ACI), conduite via le module R de Fast-ICA (Hyvärinen et Oja, 1997, Marchini *et al.*, 2017) ;
- d'une régression linéaire permettant d'établir les corrélations existantes entre la température de l'eau et celle de l'air.

Analyse des phénomènes périodiques

Les variations temporelles de la température de la Touques et de l'Orne obéissent à des forçages cycliques tels que la saisonnalité ou la durée du jour. Leur spectre thermique comporte donc des signaux périodiques qui peuvent se modéliser sous forme de séries de Fourier. La combinaison des séries de Fourier unitaires permet de recomposer partiellement le profil thermique global du cours d'eau (fig. 2). L'analyse des phases et amplitudes des signaux élémentaires (fig. 2) permet de caractériser le milieu et la façon dont il évolue dans le temps.

La modélisation par composantes périodiques a été améliorée en ajoutant une corrélation aux données climatiques. Les données journalières de pluviométrie et de température de l'air diffusées par mailles spatiales de 30 km par European Climate Assessment & Dataset (ECA&D, <http://www.ecad.eu>) ont été utilisées : point ECA&D1 pour l'Orne et ECA&D2 pour la Touques (fig. 1). La modélisation est très bonne pour l'Orne et bonne pour la Touques (fig. 3 et coefficients de corrélation dans les tableaux 1 et 2).

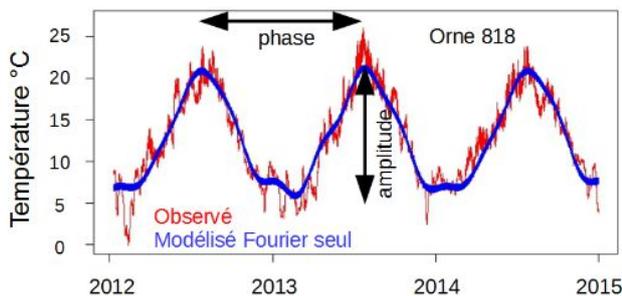


Figure 2 - Chronique des températures de l'Orne modélisées par séries de Fourier (station 818)

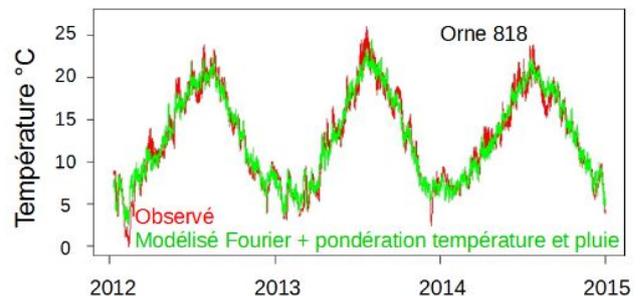


Figure 3 - chronique des températures de l'Orne mesurées et modélisées par séries de Fourier et ajustement aux données climatiques (station 818)

Analyse en composantes indépendantes (ACI)

Le signal thermique d'un cours d'eau peut aussi être considéré comme un mélange de signaux induits par des forçages externes indépendants. Il peut donc faire l'objet d'une analyse en composantes indépendantes. Développée dans les années 1980 (Héroult et al., 1985), cette méthode consiste à séparer dans un signal complexe les différents signaux aléatoires non liés entre eux qui le composent.

Les données de l'Orne et de la Touques ont été exploitées séparément ou conjointement selon les objectifs recherchés, ce qui permet d'en comparer les caractéristiques communes et les différences.

L'analyse en composantes indépendantes permet à partir de plusieurs chroniques de température, d'estimer un faible nombre de chroniques sources ou composantes statistiquement indépendantes. Chacune des chroniques de température peut alors être décrite comme une moyenne pondérée de ces chroniques sources. Le couple graphe – chronique permet de calculer l'amplitude du signal de la composante considérée, station par station, et sa variation dans le temps (fig. 4).

Le nombre de composantes ne peut excéder le nombre de chroniques analysées, donc 3 au maximum lorsque la Touques ou l'Orne sont étudiées séparément ; 6 lorsqu'elles sont étudiées ensemble. Pour une chronique, le signal global est la somme de toutes les composantes individualisées. La recombinaison de la chronique complète s'obtient selon la méthode présentée ci-dessous (fig. 4).

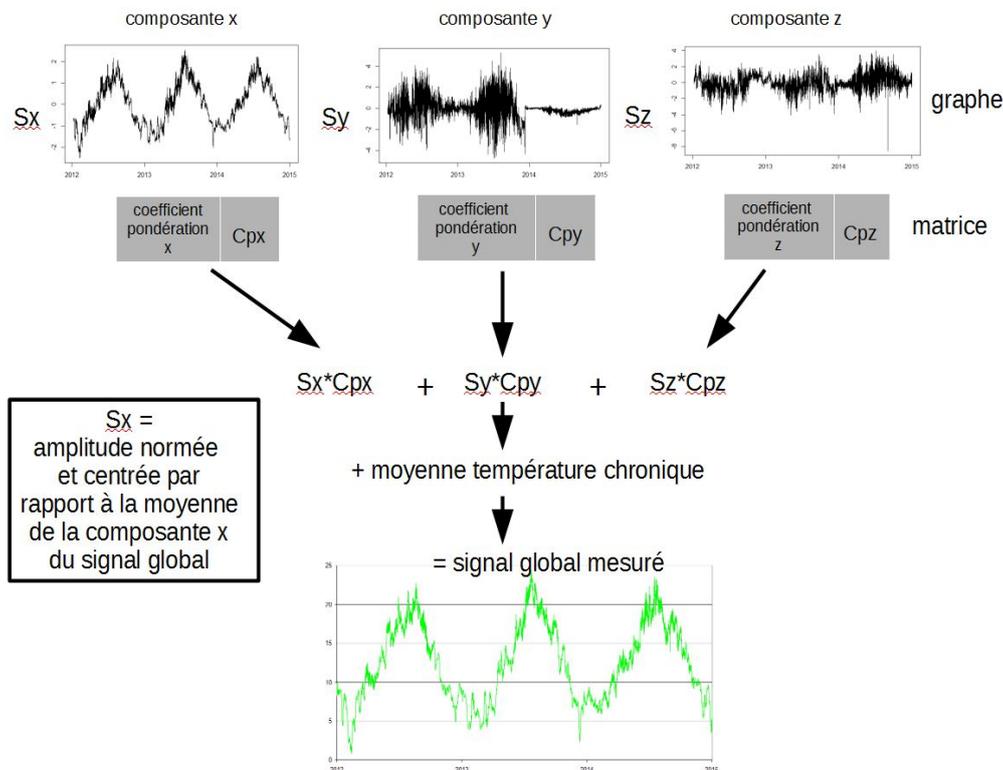


Figure 4 - Principe de l'analyse en composantes indépendantes pour une chronique de données

Corrélation température de l'air - température de l'eau

La méthode de O'Driscoll et DeWalle (2006) permet de caractériser l'influence des eaux souterraines sur le profil thermique d'un cours d'eau en étudiant la corrélation existant entre sa température et celle de l'air. Les données utilisées pour l'air sont les températures moyennes journalières de ECA&D (cf. supra).

La méthode consiste dans un premier temps à étudier, station par station, les corrélations entre la température de l'air et celle de l'eau afin d'en extraire deux caractéristiques : la pente de la droite de régression et l'ordonnée à l'origine de la droite de régression, appelée température à l'origine (fig. 5A).

Dans un second temps, une nouvelle corrélation linéaire est recherchée entre les pentes des droites de régression de chaque station et les températures à l'origine (fig. 5B). Les stations dont les chroniques thermiques sont les plus influencées par les eaux souterraines se positionnent dans la partie haut et gauche du graphique 5B, les moins influencées en bas à droite.

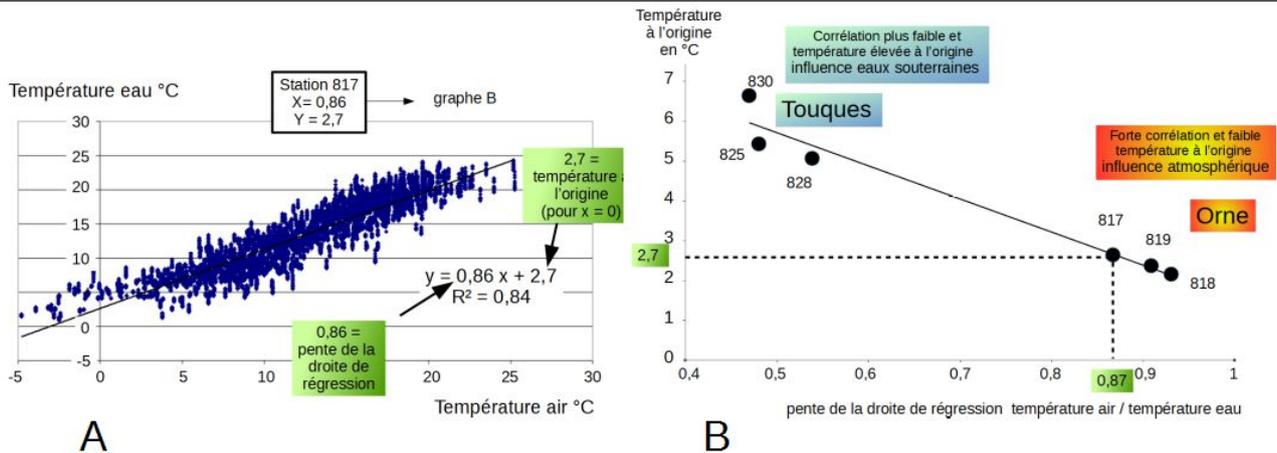


Figure 5 - Evaluation de l'influence des eaux souterraines sur la température d'une rivière selon la méthode de O'Driscoll et DeWalle (2006). A : régression linéaire entre la température de l'air et celle du cours d'eau (station 818) ; B : graphe pente de régression / température à l'origine de la droite pour les 6 stations.

RÉSULTATS

Chroniques thermiques de l'Orne et de la Touques

Les valeurs statistiques caractéristiques des chroniques thermiques de l'Orne et de la Touques sont synthétisées dans le tableau ci-dessous (fig. 6). Sur la période considérée, en aval, l'Orne a une température plus élevée que celle de la Touques d'environ 1°C. Son profil thermique est plus dispersé dans l'intervalle inter-quartile.

Station d'amont aval	Température moyenne °C	Température médiane °C	Intervalle inter-quartile
Orne 817	12,44	12,17	8,67
Orne 819	12,67	12,39	9,03
Orne 818	12,76	12,44	9,39
Touques 825	10,63	10,83	5,7
Touques 828	11,06	10,98	5,95
Touques 830	11,75	11,49	5,27

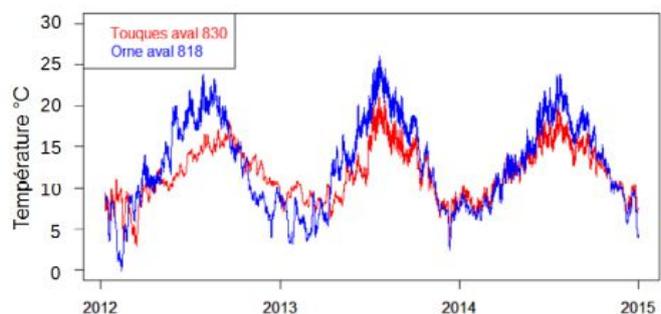


Figure 6.- Comparaison entre les profils thermiques de la Touques et de l'Orne

La température de la Touques est inférieure à celle de l'Orne en été, de quelques degrés, et supérieure en hiver (fig. 6). Les courbes se croisent au printemps et en automne. L'amplitude thermique saisonnière est ainsi plus faible pour la Touques que pour l'Orne. Il en est de même pour les variations thermiques journalières, plus accentuées sur l'Orne, notamment lors de l'hiver 2012-2013.

Analyse des phénomènes périodiques

L'analyse de Fourier révèle que la composante journalière du signal est influencée par la position amont /aval de la station dans le bassin versant, par les caractéristiques de ce dernier ainsi que par la durée du jour (tab. 1 et 2). Le pic thermique survient en moyenne assez tard dans la soirée, quelle que soit la station.

En hiver, l'amplitude de la composante journalière de la Touques diminue d'amont en aval (tab. 2). L'heure du pic thermique est plus tardive en aval. En été, ces relations sont inversées. Les amplitudes hivernale et

estivale sont à peu près équivalentes pour la Touques amont (825) au contraire de la Touques aval (830).

Station	R ² corrélation	Heure du pic thermique	Amplitude du signal	Saison	Station	R ² corrélation	Heure du pic thermique	Amplitude du signal
Orne 817	94,99	21h45	0,31	hiver	825	68,93	22h30	0,34
Orne 819	94,87	22h30	0,4	hiver	828	59,31	23h	0,24
Orne 818	95,11	21h15	0,42	hiver	830	62,99	23h30	0,08
Touques 825	82,16	22h45	0,4	été	825	83,98	23h45	0,32
Touques 828	81,45	22h30	0,44	été	828	86,86	22h00	0,57
Touques 830	81,49	22h15	0,25	été	830	86,08	21h30	0,61

Tableaux 1 et 2 - Caractéristiques de la composante journalière thermique de l'Orne et de la Touques (corrélation R² en %, amplitude en °C). Tableau 1 : sur la totalité de la chronique modélisée. Tableau 2 : en hiver et en été pour la Touques.

Analyse en composantes indépendantes

L'ACI des chroniques de l'Orne et de la Touques réunies met en évidence trois signaux à composante saisonnière : A1, A2 et A3, emprunts d'une périodicité basse fréquence, et des signaux à composante journalière bien individualisée : B1 et B2 (fig. 7). Le sixième signal, C3, présente une signature complexe.

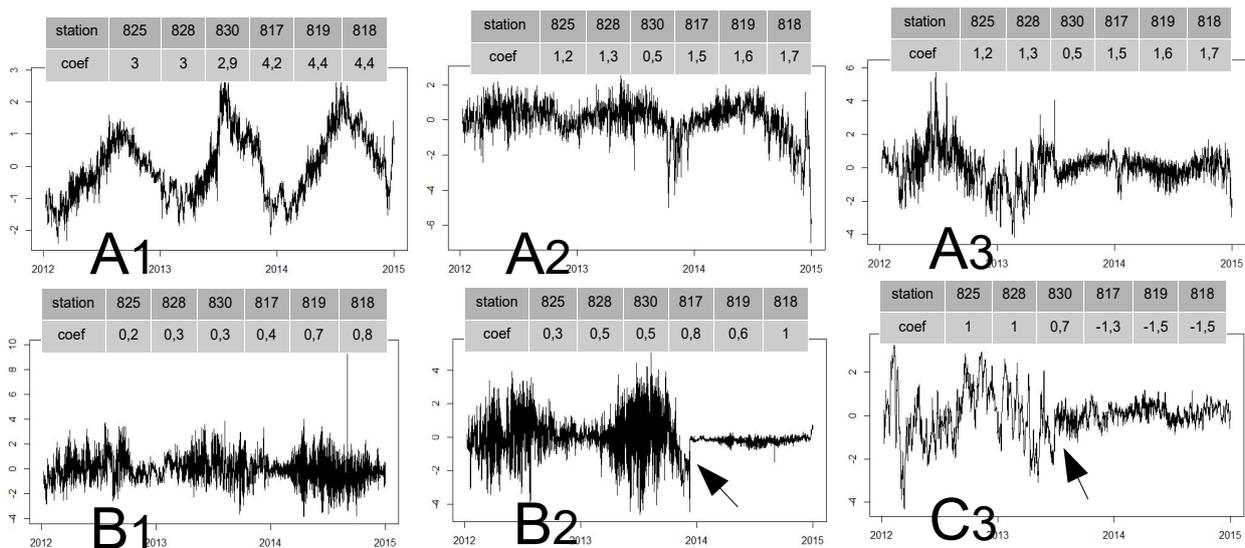


Figure 7 - Analyses en composantes indépendantes des chroniques thermiques de l'Orne et de la Touques : signaux indépendants et valeurs des coefficients de pondération par station.

Les composantes saisonnières

La composante A1 est un signal périodique relativement régulier et de grande amplitude. Les coefficients de pondération de la matrice révèlent une amplitude saisonnière plus élevée pour toutes les stations de l'Orne que pour celles de la Touques (4,4 pour l'Orne aval contre 2,9 pour Touques aval par exemple).

La composante A2 dispose également d'une cyclicité saisonnière mais d'amplitude plus modérée. Elle s'avère également plus élevée pour l'Orne que pour la Touques, notamment en aval (1,7 pour l'Orne contre 0,5 pour la Touques). Cette composante est déphasée de plusieurs semaines par rapport à la précédente.

L'ACI isole une troisième composante, A3, que nous avons classée parmi les composantes saisonnières en raison de la cyclicité basse fréquence qui s'y exprime.

Les composantes journalières

Le signal journalier s'exprime préférentiellement à travers les composantes B1 et B2, mais n'est pas exclu des composantes précédentes. L'amplitude du signal journalier est faible en hiver (décembre, janvier, février), s'intensifie au printemps et décline en automne. En 2012 et 2013, l'amplitude est maximale en été ; en 2014, c'est au cours du printemps. Les nuits sont encore fraîches au printemps dans les bassins de l'Orne et de la Touques, mais la température diurne peut monter au-delà de 20°C en avril, entraînant une amplitude thermique conséquente entre la nuit et le jour.

L'amplitude journalière est plus importante pour l'Orne que pour la Touques, pour la composante B1 comme la composante B2. Le coefficient de pondération de la composante B1 varie ainsi de 0,4 à 0,8 pour l'Orne contre 0,2 à 0,3 pour la Touques. Ces résultats complètent ceux obtenus par l'analyse de Fourier qui n'avait pas diagnostiqué, sur l'échantillon global, de différence significative entre l'Orne et la Touques en terme d'amplitude thermique journalière. Il convient de rappeler que la synthèse de Fourier sur la Touques affiche, par rapport aux résultats mesurés, une corrélation bonne (de l'ordre de 0,8) mais pas excellente.

L'amplitude thermique de la composante B1 augmente d'amont en aval dans le bassin de l'Orne de manière significative (de 0,4 à 0,8). Ces résultats sont cohérents cette fois-ci avec ceux produits par l'analyse de Fourier. Cette augmentation se fait sur une faible distance, les stations 817, 819 et 818 étant rapprochées et situées au Sud, au Nord et au sein de la Suisse normande.

En B2, le signal journalier est parfaitement identifiable jusqu'au 11/12/2013, date d'un des passages terrain sur l'Orne (fig. 7, la rupture est soulignée par la flèche). La matrice et la variation d'amplitude du signal B2 sont cohérentes, jusqu'au passage terrain, avec celles du signal B1.

L'ACI individualise en C3 une 6^{ème} composante de signature complexe. Son amplitude diminue au cours de l'été 2013. Elle pourrait correspondre à la signature thermique générée par des travaux d'effacement de deux barrages sur l'Orne. Les travaux d'arasement des barrages de l'Enfernay et de la Maison rouge, en Suisse normande, ont eu lieu de 2012 à 2013.

Analyse par corrélation des températures air – eau

L'analyse par régression linéaire révèle, quelle que soit la station, une bonne corrélation entre la température de l'air et celle de l'Orne : la pente de la droite de régression avoisine 0,9 (fig. 5). La corrélation s'améliore d'amont en aval.

La température dite à l'origine de l'Orne est d'environ 3°C. ; elle décroît d'amont en aval. Le fleuve est donc plus influencé par la température de l'air en aval de la Suisse normande qu'en amont.

La température de la Touques est bien corrélée également à celle de l'air mais la pente de la droite de régression est plus faible, environ 0,5. Par ailleurs, sa température à l'origine s'avère plus élevée (3°C environ de plus que celle de l'Orne). La Touques réagit donc moins aux variations thermiques de l'air que l'Orne, notamment à l'aval.

DISCUSSION ET CONCLUSION

L'analyse approfondie des chroniques thermiques de l'Orne et de la Touques met en évidence des différences entre ces deux rivières. Selon l'approche de O'Driscoll et DeWalle, l'Orne a un régime thermique faiblement influencé par les eaux souterraines contrairement à celui de la Touques (fig. 5B). Le profil thermique de cette dernière, la positionne dans le pôle des rivières à « influence de nappe » défini par Beaufort (2015) pour le bassin de la Loire. L'amplitude thermique journalière de la Touques et son pic thermique horaire, étudiés par analyse de Fourier, subissent des variations amont-aval et hiver-été qui plaident en faveur également de la régulation, par les eaux souterraines, de sa température.

L'aquifère de la craie, est omniprésent dans le bassin versant de la Touques, sauf en amont de Mardilly. Ses eaux sont fraîches (11-12°C) et de température globalement constante (Davy et al., 2017). En hiver,

l'amplitude thermique de la Touques diminue de Mardilly à Deauville, en relation avec les eaux souterraines qui l'alimentent et qui, de température supérieure à celle de l'air ambiant, la réchauffent. En été, les eaux souterraines apportent au contraire de la fraîcheur au fleuve, ce qui permet à ce dernier de se refroidir davantage la nuit. La proximité de la mer pourrait expliquer ces variations mais l'Orne aval devrait en témoigner également, ce qui n'est pas le cas.

Deux composantes basse fréquence et de faible amplitude, dont l'une est clairement déphasée par rapport à la composante saisonnière, sont mises en évidence par l'ACI (fig. 7). La composante A2 pourrait être l'expression d'une source « eaux souterraines » dans le signal thermique de la Touques. L'aquifère de la craie est en effet inertiel, les recharges y surviennent de manière très décalée par rapport aux pluies hivernales et la température de l'eau de nappe y est presque invariante (Davy et al., 2017). L'amplitude de cette composante est plus faible pour la Touques aval que pour la Touques amont, ce qui plaide également en faveur d'une composante liée à la nappe phréatique.

L'ACI révèle également l'influence de certains passages terrain sur la mesure elle-même, en lien soit avec un dysfonctionnement de l'interface de lecture des données, soit un repositionnement imprécis des sondes après lecture. Il conviendra de comprendre l'origine de ce phénomène, car ces chroniques sont destinées à mesurer l'impact du changement climatique sur le milieu et doivent, en cela, être les plus précises et les moins discontinues possibles.

L'ACI, enfin, met en évidence, à travers la composante C3, un changement d'expression d'une des sources du signal au cours de l'été 2013. Nous l'interprétons comme lié à l'effacement de deux barrages en Suisse normande. Les travaux ont eu lieu de 2012 à 2013. De manière générale, la signature des composantes journalières de l'Orne (augmentation d'amont en aval du coefficient de pondération) semble exprimer l'influence des aménagements de la Suisse normande sur son profil thermique. L'ACI se révélerait donc une méthode performante pour quantifier l'influence des barrages sur la température des cours d'eau.

Tout comme pour le suivi hydrologique, le suivi thermique de ces deux rivières révèle l'importance que jouent les eaux souterraines sur le cours d'eau. Rappelons qu'en moyenne interannuelle, en aval, plus de 80 % de l'écoulement de la Touques est composé d'eaux souterraines (Bourgault et al., 2014). Les écoulements de l'Orne sont également, dans la partie aval du fleuve (à la station hydrométrique de Thury-Harcourt), composés majoritairement d'eau de nappe : 60 % en moyenne interannuelle. Ces réserves aquifères tarissent néanmoins beaucoup plus vite que celles du bassin de la Touques et le débit d'étiage de l'Orne, caractérisé par son QMNA₅, est 6 fois moins élevé que celui de la Touques à son exutoire. Ces différences hydrologiques se répercutent significativement sur la température des deux rivières.

Références bibliographiques

Beaufort A. (2015).- Modélisation physique de la température des cours d'eau à l'échelle régionale : application au bassin versant de la Loire. Thèse, 263 p., Tours.

Bourgault C., Caplet H. et Gresselin F., (2014).- L'hydrologie de la Basse-Normandie, 532 p. Ed. Agence de l'Eau Seine-Normandie, http://webissimo.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/Hydrologie_Basse_Normandie_cle18acfa.pdf

David P.-Y., Charlier J.-B., Ladouche B., Cary L., Pennequin D., Meire B., Schaefer I. et Hugot V. (2017).- Observatoire de la Risle moyenne – Volets n°2, 3, 4 et 5. Étude de l'hydro-système Risle-Nappe de la craie. Rapport final. BRGM/RP-67480-FR, 225 p.

Hyvärinen A. et Oja E., (1997).- A fast fixed-point algorithm for independent component analysis, Neural computation, vol. 9, n°7, p. 1483-1492, <https://www.cs.helsinki.fi/u/ahyvarin/papers/NC97.pdf>.

Hérault J., Jutten C. et Ans B., (1985).- Détection de grandeurs primitives dans un message composite par une architecture de calcul neuromimétique en apprentissage non supervisé. Actes du X^{ème} colloque de Nice

GRETSI, Nice, France, vol.2, p. 1017-1022, <http://hdl.handle.net/2042/10937>.

Marchini J.L., Heaton C. et Ripley B. D. (2017).- Implementation of FastICA algorithm to perform Independent Component Analysis (ICA) and Projection Pursuit, version 1.2-1, R3.0.0, 12 juin 2017.

O'Driscoll M.A. et DeWalle D.R., (2006). - Stream-air temperature relations to classify stream-ground water interactions in a karst setting, central Pennsylvania, USA, Journal of Hydrology 329, p. 140-153, <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169406000916> .

Poirel A., Gailhard J. et Capra H., 2010.- Influence des barrages-réservoirs sur la température de l'eau : exemple d'application au bassin versant de l'Ain. La Houille Blanche, n°4, <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00590890> .

Vers une optimisation de l'exploitation des eaux souterraines du bassin versant crayeux de l'Avre (Somme)

Arnaud L.¹, Amraoui N.¹

(1) BRGM, Direction Eau, Environnement et Ecotechnologies – Unité Gestion de la Ressource en eau - l.arnaud@brgm.fr, n.amraoui@brgm.fr

MOTS CLES : modélisation hydrodynamique, gestion quantitative, échanges nappe-rivière

RESUME

Depuis plus d'une décennie, le bassin de l'Avre connaît des tensions quantitatives sur la ressource en eau liées, d'une part, à une succession d'années sèches avec un faible taux de recharge et, d'autre part, à une forte pression agricole. Afin de mieux gérer cette ressource et tester des solutions d'adaptation, le modèle hydrodynamique du bassin de la Somme, développé par le BRGM suite aux crues de 2001, a été adapté et consolidé pour mieux restituer sur une longue période (1989-2012) l'évolution du niveau de la nappe de la craie en étiage et le débit des cours d'eau qui la drainent. Ce modèle a ensuite été utilisé pour évaluer l'intérêt de reculer / moduler les prélèvements des forages proches de l'Avre et de ses affluents dans le but de restituer du débit aux cours d'eau en période d'étiage.

Les différents scénarios testés montrent qu'un déplacement des forages agricoles situés à moins d'un kilomètre du cours d'eau ou qu'une modulation des prélèvements AEP en fond de vallées peuvent permettre des gains de débit significatifs. L'approche par modélisation spatialisée a, par ailleurs, permis de cibler les secteurs où une action serait à privilégier. En revanche, dans le cas du déplacement des forages agricoles, l'arrêt des pompages à la fin de la campagne d'irrigation est suivi d'une légère dégradation des débits de l'Avre. Le recul des forages s'accompagne, en effet, d'une diminution des flux d'eau souterraine en provenance des plateaux. Une telle alternative pourrait, par conséquent, ne pas s'avérer pertinente lorsque les débits minimums de l'Avre sont observés après la période d'irrigation (années type 2011 et 2012).

En définitive, le travail réalisé apporte aux acteurs locaux un éclairage nouveau sur la gestion quantitative de la ressource en eau du bassin de l'Avre.

CADRE DE L'ÉTUDE

Objectifs

La nappe de la craie constitue la principale ressource en eau du département de la Somme (usages eau potable, agricole et industrielle). Cette nappe libre est en relation directe avec le fleuve Somme et ses affluents qui la drainent, dont l'Avre en rive gauche.

L'Avre est l'affluent dont les débits sont les plus impactés par les prélèvements sur les eaux souterraines (Amraoui et al., 2014). On note sur ce cours d'eau un affaissement des débits depuis les années 90. Le QMNA5¹ est ainsi passé de 1,1 m³/s sur la période 1972-1992 à 0,8 m³/s sur la période 1992-2012. Le QMNA5 moyen, qui est de 0,96 m³/s, est donc franchi quasiment une année sur deux sur la période 1990-2010.

C'est pourquoi, il a été demandé au BRGM d'évaluer, par l'intermédiaire du modèle hydrodynamique des basses eaux de la Somme, l'intérêt de reculer / moduler les prélèvements des forages proches de l'Avre et de ses affluents. L'hypothèse ici à vérifier est que le recul des prélèvements hors du lit majeur ou une modulation des prélèvements permettrait de retrouver du débit dans le cours d'eau à l'étiage.

Cette étude a été financée par l'Agence de l'eau Artois Picardie, la Région Hauts-de-France (fonds européens FEDER) et le BRGM.

Les scénarios exploratoires simulés s'intéressent aux forages destinés à l'irrigation, à l'industrie et à l'alimentation en eau potable.

Les besoins d'optimiser l'exploitation de la nappe de la craie sont, par ailleurs, renforcés dans un contexte de changement climatique où la grande majorité des modèles de climat prévoient une intensification des étiages sévères dans les prochaines années.

Éléments de contexte

L'Avre prend sa source dans l'Oise, à Crapeaumesnil, et se jette dans la Somme à Camon. Le cours d'eau de l'Avre est long de 60 km, et traverse à l'amont des terrains tertiaires puis entaille le plateau crayeux du Santerre jusqu'à sa confluence avec la Somme. Les affluents de l'Avre sont, d'amont en aval, les Trois-Doms (18 km), La Brache (5,6 km) et la Noye (26 km) en rive gauche ainsi que la Luce (16 km) en rive droite (Figure 1). Les vallées sèches sont nombreuses et constituent l'élément morphologique dominant (Figure 1).

Le débit annuel moyen de l'Avre à Moreuil, en aval de la confluence avec les Trois Doms et la Brache, est de 2,22 m³/s (calculé sur une période de 49 ans) tandis que son débit spécifique annuel moyen est de 3,6 l/s/km² (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>).

Sur ce bassin, la nappe de la craie est principalement exploitée pour des usages eau potable et irrigation, la pression agricole est particulièrement forte dans le Santerre (est du bassin versant, Figure 1).

¹Débit mensuel minimal de période de retour 5 ans

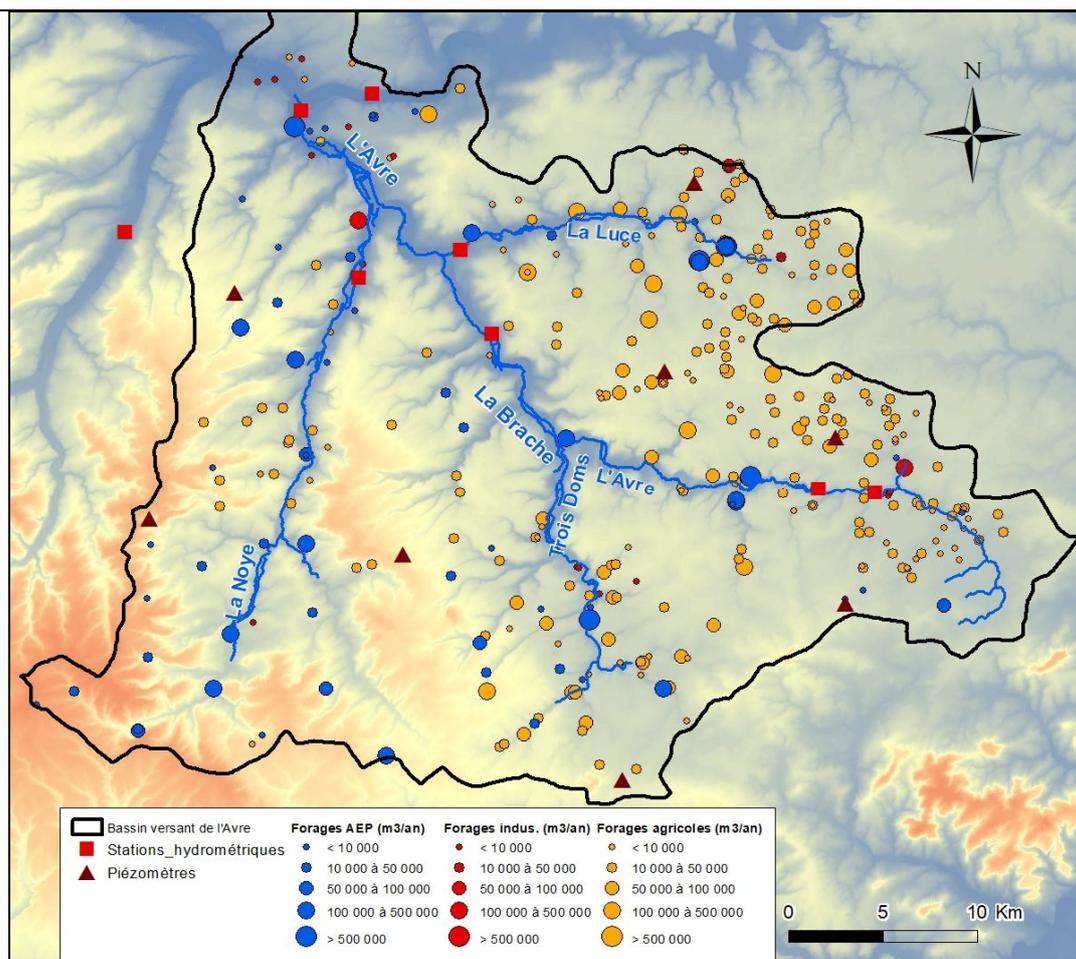


Figure 1 – Bassin versant de l'Avre (département de la Somme) sur fond topographique (IGN)

CONSOLIDATION DU MODÈLE DES BASSES EAUX DE LA SOMME

Le modèle des basses eaux de la Somme a été repris dans le cadre de la présente étude afin de préciser les échanges nappe-rivière au sein du bassin versant de l'Avre. La finalité étant d'améliorer le calage du modèle dans ce secteur, en particulier la retranscription des débits d'étiage de l'Avre et de ses affluents.

Code de calcul

Le modèle de la Somme, initié en 2001 (Amraoui, 2002), a été conçu sous MARTHE (Thiéry, 2015). Ce logiciel est développé au BRGM depuis plus de trente ans. MARTHE permet le calcul des écoulements de fluides et de transfert de masse et d'énergie en milieux poreux tridimensionnels avec une approche en volumes finis (Différences Finies Intégrées), en établissant l'équation d'équilibre des débits entre la maille de calcul et les six mailles. Il permet de prendre en compte de façon explicite les échanges entre un réseau hydrographique et les nappes sous-jacentes.

Dans le cas du bassin de la Somme, la nappe de la craie est modélisée en structure monocouche avec une grille de calcul de 500m x 500m sauf dans la vallée humide de la Somme où la grille de calcul est de 100m x 100m. Le modèle simule les écoulements dans la nappe de la craie, les écoulements dans le réseau hydrographique associé et les interactions entre ces deux systèmes. Le modèle fonctionne avec un pas de temps journalier pour les calculs hydroclimatiques (calcul du ruissellement et de la recharge) et avec un pas de temps hebdomadaire pour les écoulements souterrains.

Caractérisation des échanges nappe-rivière

Dans MARTHE, le réseau hydrographique, qui se superpose au maillage de surface, est composé d'un système arborescent de tronçons de rivières organisés en affluents. Un tronçon constitue en fait une « maille rivière » en relation avec une maille du modèle d'écoulement souterrain.

Dans chaque affluent, les données de rivière sont définies par tronçon. L'arbre de branchement agence les affluents entre eux pour former le réseau hydrographique. Un tronçon est décrit par sa géométrie (longueur, largeur, et altitude du lit), par ses propriétés physiques (épaisseur et perméabilité du lit et des berges), par ses termes sources (pompages ou injections) et par son état (hauteur d'eau dans la rivière).

Selon la position relative de la ligne d'eau dans la rivière et de la surface libre dans l'aquifère, un débit peut être échangé depuis un tronçon de rivière vers l'aquifère, ou réciproquement depuis l'aquifère vers la rivière (Figure 2). Le débit d'échange est contrôlé par le lit et les berges du cours d'eau en fonction de leur surface, épaisseur et perméabilité. Dans le cas du modèle de la Somme, la cote du fil d'eau est constante dans le temps (pas de loi hauteur-débit) en raison de la forte anthropisation du lit du cours d'eau (nombreux seuils et autres ouvrages hydrauliques).

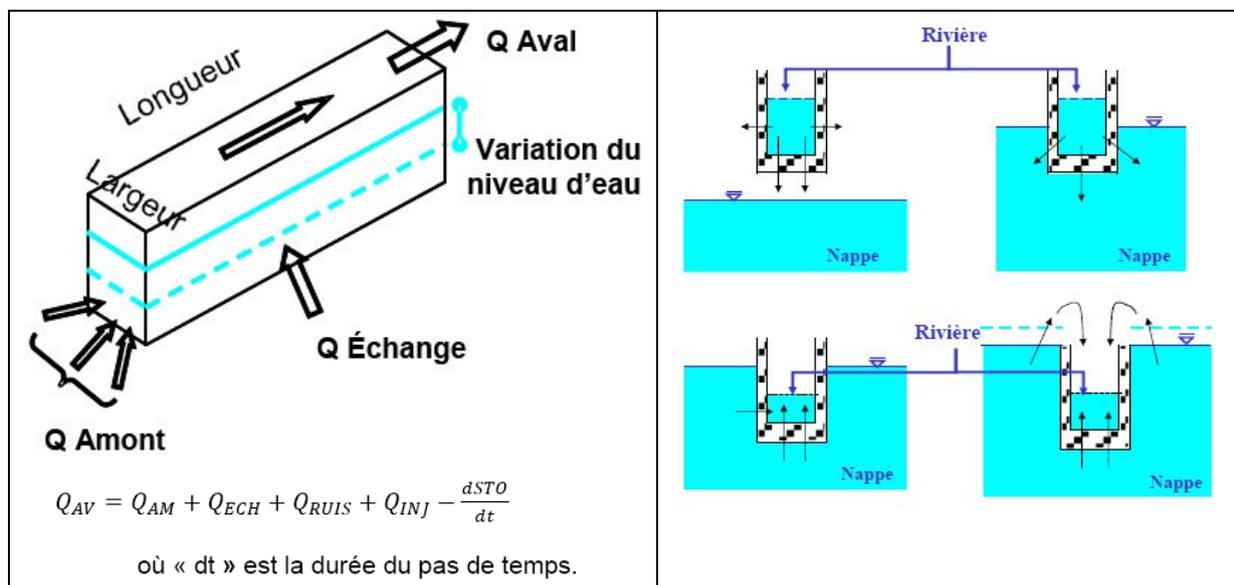


Figure 2 – Bilan des débits dans un tronçon de rivière et différentes configurations d'échange modélisées par MARTHE (Thiéry, 2015)

Afin de mieux caractériser les échanges nappe-rivière, un affinement du maillage dans la vallée humide de l'Avre et de ses principaux affluents a été réalisé à travers l'intégration de quatre maillages « gigognes » sous MARTHE. À l'instar de la vallée de la Somme, les mailles en fond de vallée présentent désormais une dimension de 100m x 100m (contre 500m initialement).

Par ailleurs, dans le but de préciser la géométrie de chaque tronçon de rivière, une campagne de relevés topographiques a été réalisée en septembre / octobre 2016 (étiage). Au total, 85 profils en travers ont été levés (Figure 3).



Figure 3 – Photographies de l'Avre : seuil hydraulique à Guerbigny (à gauche), levé topographique (à droite)

EXPLOITATION DU MODÈLE ET RÉSULTATS

Scénarios simulés

Sept scénarios d'exploitation ont été simulés :

- Scénario 1 : recul des forages agricoles situés à moins d'un kilomètre de l'Avre et de ses affluents en amont de Moreuil (déplacés à 1.5 km) ;
- Scénario 2 : baisse de 50 % des débits des forages AEP de Montdidier, Roye et Guerbigny de mai à octobre, avec report sur un forage fictif situé entre les Trois Doms et l'Avre ;
- Scénario 3 : baisse de 50 % des débits des forages AEP de Montdidier, Roye et Guerbigny de mai à octobre, avec report à l'extérieur du bassin versant de l'Avre ;
- Scénario 4 : report du prélèvement en rivière de la cartonnerie DS SMITH vers un pompage en nappe à 1 km en amont avec maintien du rejet dans l'Avre ;
- Scénario 5 : scénario préparatoire sur le bassin versant de la Luce visant à distinguer l'impact des forages agricoles de l'impact des forages AEP ;
- Scénario 6 : recul des forages agricoles situés à moins d'un kilomètre de la Luce (déplacés à 1.5 km) ;
- Scénario 7 : transfert de la production d'eau potable du champ captant de Caix 1 vers celui de Caix 3 de mai à octobre.

Pour chaque scénario, la configuration de prélèvement étudiée est simulée de janvier 2010 à décembre 2012. Seuls les scénarios 1 et 6, relatifs à l'usage agricole, sont discutés dans la présente communication.

Scénario 1 -Recul des forages agricoles à proximité de l'Avre en amont de Moreuil

Configuration du scénario 1

La Tableau 1 précise le nombre de forages agricoles déplacés et le volume de pompage associé. Entre 34 (année 2012) et 42 (année 2011) forages sont concernés par ce premier scénario.

Tableau 1 – Nombre de forages agricoles concernés et volumes associés (2010-2012)

		2010	2011	2012
Entre Moreuil et la confluence	Nb de forages exploités	1	1	0
	Volume (m ³)	7 346	25 634	-
Les Trois Doms	Nb de forages exploités	13	15	14
	Volume (m ³)	608 346	1 235 439	497 704
L'Avre en amont de la confluence	Nb de forages exploités	24	26	20
	Volume (m ³)	667 008	1 002 299	463 495
Total (en amont de Moreuil)	Nb de forages exploités	38	42	34
	Volume (m ³)	1 282 700	2 263 372	961 199

Résultats du scénario 1

Les résultats de cette première simulation exploratoire sont synthétisés par les deux graphiques de la Figure 4. Le premier graphique représente l'évolution des débits simulés de l'Avre à Moreuil dans les conditions réelles d'exploitation (série *Qsim historique*) et dans les conditions du scénario 1 (série *Qsim SC1*) ainsi que la répartition mensuelle des volumes exploités par les forages agricoles déplacés (série *Irrigation SC1*). En complément, le second graphique représente l'évolution des débits observés à Moreuil (série *Qobs Moreuil*) ainsi que l'impact quantitatif simulé (exprimé en m³/s) du déplacement des forages sur les débits de l'Avre à Moreuil (série *Impact SC1*). L'impact est calculé par différence entre la simulation du scénario 1 et la simulation en conditions réelles. De cette manière, on s'assure de proposer une analyse de l'impact des scénarios en s'affranchissant autant que possible de la difficulté du modèle à reproduire certaines observations.

Un gain significatif sur le débit de l'Avre à Moreuil (> 50 l/s) est simulé pendant les mois de forte irrigation : juillet et août 2010, avril à juin 2011 et août 2012. Le gain de débit représente en moyenne un tiers des pompages déplacés, celui-ci reste cependant variable d'une année à l'autre, en fonction de la répartition mensuelle de l'irrigation. Cela peut ainsi aboutir à des augmentations du débit pouvant atteindre jusqu'à 90 l/s en juillet 2010, 105 l/s en mai 2011 et 75 l/s en août 2012.

À titre indicatif, le QMNA5 simulé de l'Avre à Moreuil est de 0.965 m³/s (contre 0.99 m³/s pour le QMNA5 observé). Les gains de débit maximums correspondent ainsi à 9 % du QMNA5 simulé en 2010, 11 % en 2011 et 8% en 2012.

Comparativement aux débits simulés à Moreuil en conditions réelles, les augmentations de débit simulées représentent au maximum un gain de 7% en 2010, 8% en 2011 et 5% en 2012.

D'après le modèle, l'impact du déplacement des pompages se fait ressentir très rapidement (< 7 jours, pas de temps du calcul hydrodynamique).

En revanche, une dégradation du débit de l'Avre est simulée après la période d'irrigation (Figure 4). La baisse de débit atteint son maximum pendant le mois suivant l'arrêt des pompages agricoles : 30 l/s en septembre 2010, 39 l/s en août 2011 et 26 l/s en octobre 2012. Il faut toutefois souligner que les dégradations simulées sont plus limitées que les gains simulés pendant la période d'irrigation (d'environ un facteur 3).

En effet, le fait d'éloigner les forages du lit des cours d'eau génère des baisses du niveau piézométrique qui s'étendent sous les plateaux (amont hydraulique) et perdurent dans le temps, après l'arrêt des pompages. Cette diminution des niveaux piézométriques, illustrée par la Figure 4, entraîne une diminution du flux des eaux souterraines en provenance des plateaux et contribuant à l'alimentation de l'Avre et de ses affluents. Cela se traduit donc par une baisse des débits de l'Avre pendant plusieurs semaines après l'arrêt des pompages.

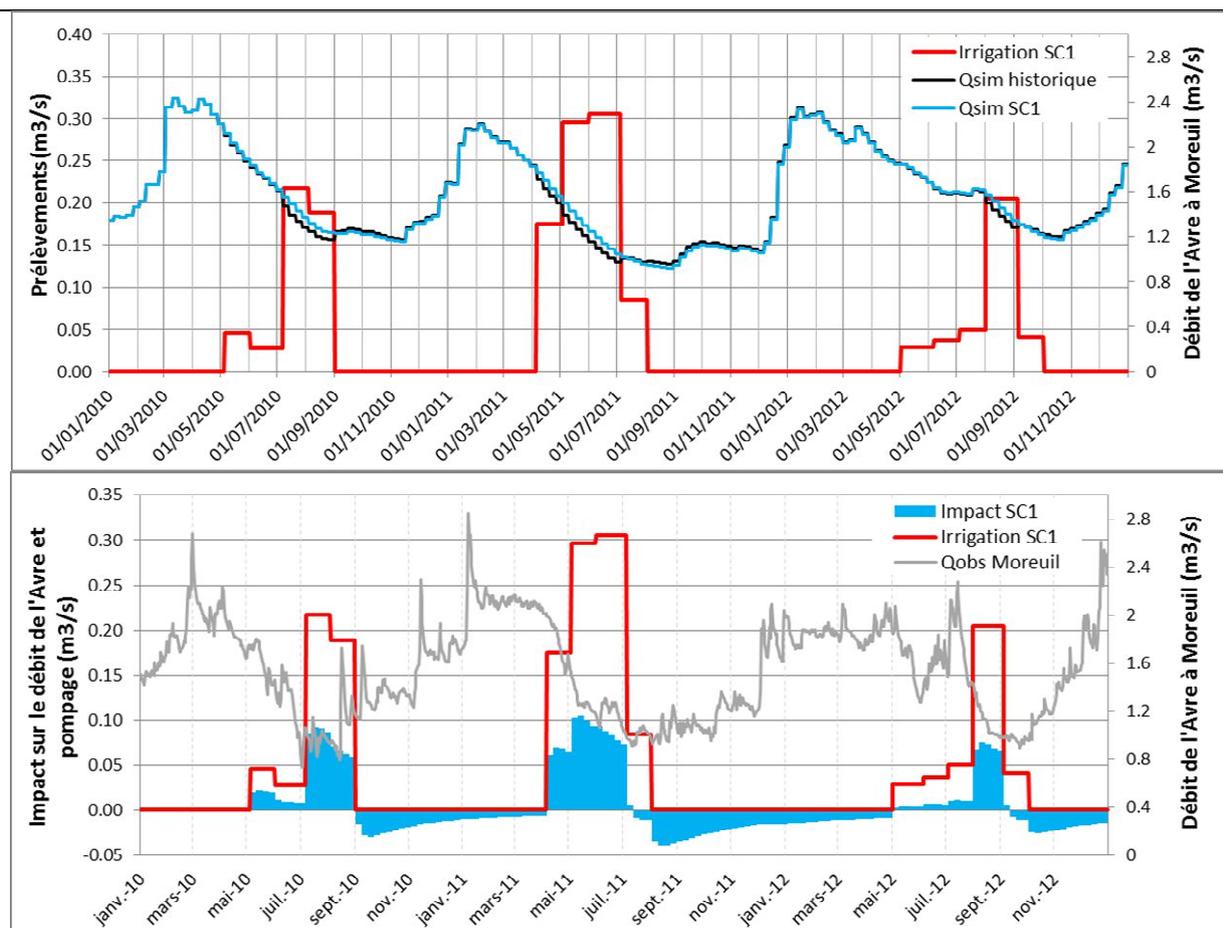


Figure 4 – Impact du scénario 1 sur les débits simulés de l'Avre à Moreuil de 2010 à 2012

Afin de s'intéresser aux dépassements du Débit Minimum Biologique (DMB), évalué à 0.964 m³/s à Moreuil, l'impact simulé et précédemment discuté a été reporté sur la série des débits observés (mesures DREAL). Compte tenu des incertitudes associées d'une part à la mesure des débits d'étiage et, d'autre part aux débits simulés, il convient de considérer ces résultats avec prudence. Ceci étant dit, cette approche permet de traduire de façon plus opérationnelle les résultats de la modélisation.

En 2010, le nombre de jours de dépassement du DMB serait largement réduit, avec une baisse de plus de 50 %. En 2011 et 2012, les dépassements seraient au contraire légèrement plus nombreux (+ 4 jours) en raison d'un abaissement des débits après arrêt de l'irrigation, au plus fort de l'étiage.

Scénario 6 -Recul des forages agricoles à proximité de la Luce

Configuration du scénario 6

La Tableau 2 précise le nombre de forages agricoles déplacés et le volume de pompage associé. Au maximum, les débits d'exploitation ainsi déplacés dans le cadre de ce scénario sont de 108 l/s en 2010 (juillet), 94 l/s en 2011 (juin) et 88 l/s en 2012 (août).

Tableau 2 – Nombre de forages agricoles concernés et volumes associés (2010-2012)

	2010	2011	2012
Nombre de forages exploités	15	17	15
Volume pompé (m ³ /an)	638 040	692 814	413 034

Résultats du scénario 6

Un gain très significatif sur le débit de la Luce à Thennes est simulé pendant les mois de forte irrigation : l'augmentation de débit atteint jusqu'à 59 l/s en 2010, 48 l/s en 2011 et 43 l/s en 2012 (Figure 5). Cela peut donc représenter jusqu'à 50 % des volumes déplacés.

À titre indicatif, le QMNA5 simulé de la Luce à Thennes est de 0.065 m³/s. Les gains de débits peuvent donc représenter jusqu'à 90 % du QMNA5 simulé en 2010, 74 % en 2011 et 66 % en 2012.

La dégradation des débits de la Luce simulée après la période d'irrigation resterait relativement limitée. Elle apparaît moins pénalisante que sur le bassin versant de l'Avre si on compare cette dégradation au gain de débit obtenu au préalable. Cette dernière atteint au maximum 9 l/s (2012).

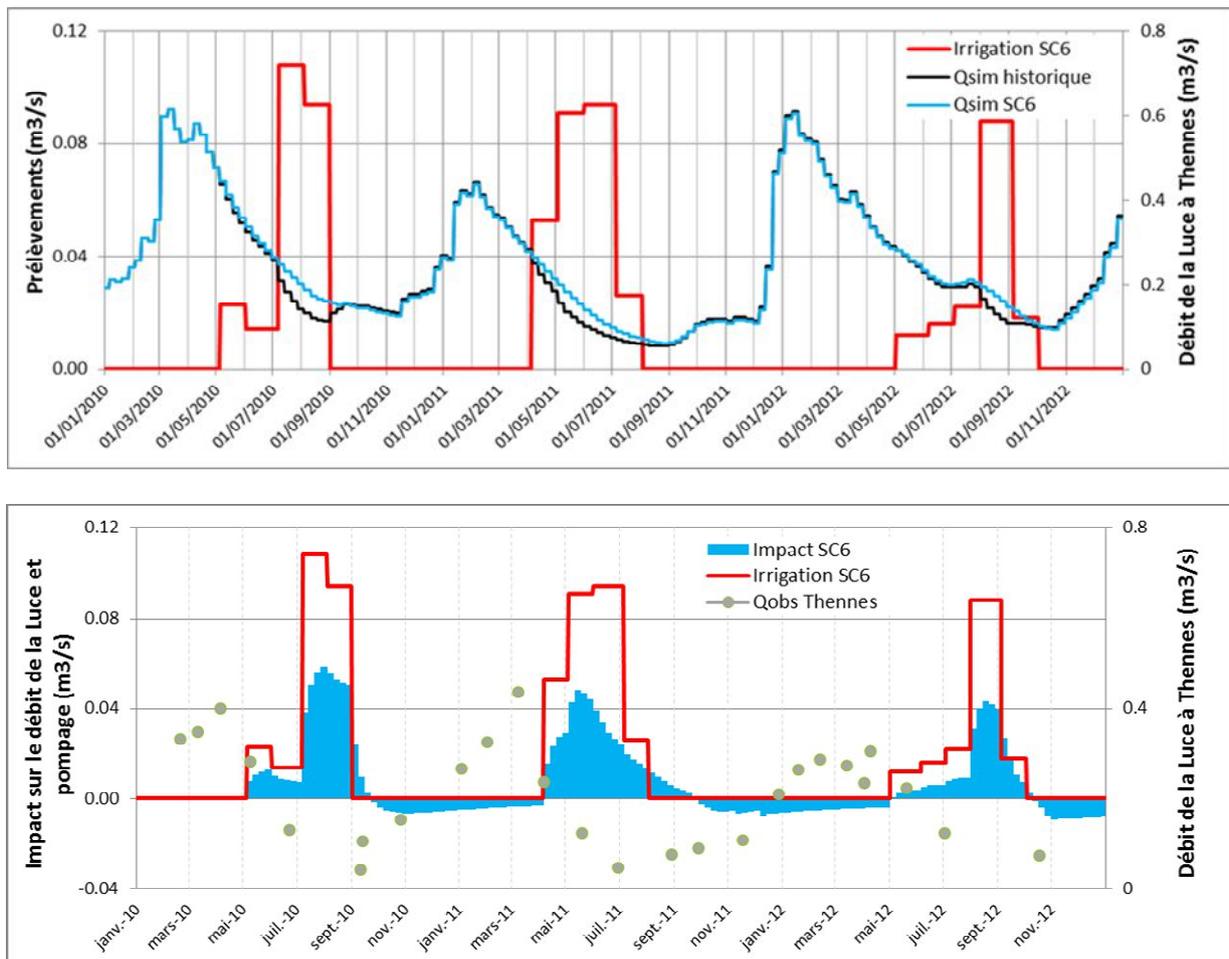


Figure 5 – Impact du scénario 6 sur les débits simulés de la Luce à Thennes de 2010 à 2012

CONCLUSION

La consolidation du modèle a ainsi permis d'améliorer la caractérisation des échanges nappe-rivière et donc la retranscription des débits de l'Avre et de la Luce en période d'étiage. Ces améliorations concernent à la fois l'aval des cours d'eau et leur extrémité amont (simulation satisfaisante des assés).

Le recul des forages agricoles serait particulièrement bénéfique pour des années de type 2010, où l'étiage du cours d'eau est concomitant à la période d'irrigation. Il est rappelé que cela correspond au cas le plus fréquemment rencontré.

En revanche, cette alternative pourrait s'avérer moins intéressante pour des années de type 2011 et 2012 dans une moindre mesure, années pour lesquelles les débits minimums de l'Avre et de la Luce ont été mesurés après la période d'irrigation. La dégradation des débits simulée après arrêt des pompages, en lien avec l'inertie de l'hydrosystème, interviendrait alors durant l'étiage.

Cette dégradation n'est pas préjudiciable dans le cas d'un report de production des prélèvements d'eau potable puisqu'il est possible de la faire intervenir en période de hautes eaux. Contrairement à l'irrigation, contrainte par les besoins en eau des cultures, l'optimisation des prélèvements pour l'alimentation en eau potable peut, en effet, porter sur une période de temps quelconque (sur 6 mois dans le cadre de la présente étude : de mai à octobre).

Dans le cas de l'Avre, un test de sensibilité a montré qu'un recul à une distance de 1.5 km du cours d'eau apparaissait comme une configuration optimale.

En proportion du débit de la Luce, le recul des forages implantés à proximité de la rivière permettrait des gains notablement plus significatifs que sur l'Avre : l'augmentation de débit peut atteindre jusqu'à 50 % des volumes déplacés. D'autre part, la dégradation du débit de la Luce simulée après la période d'irrigation resterait relativement limitée et donc moins pénalisante que sur l'Avre.

L'approche par modélisation spatialisée permet ainsi de cibler les secteurs où une action est à privilégier.

Les résultats des simulations sont à considérer avec prudence compte tenu des incertitudes intrinsèques à tout modèle hydrodynamique. Cet outil d'aide à la décision permet cependant de vérifier certaines hypothèses, de dégager les scénarios d'adaptation les plus pertinents et d'apporter aux acteurs locaux un éclairage nouveau sur la gestion quantitative de la ressource en eau du bassin de l'Avre.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Amraoui N., Golaz C., Mardhel V., Negrel P., Petit V., Pinault J.L., Pointet T. (2002) – Simulation par modèle des hautes eaux de la Somme. Rapport BRGM/RP-51827-FR.

Amraoui N., Castillo C. et Seguin J.-J. (2014) – Evaluation de l'exploitabilité de ressource en eau souterraine de la nappe de la craie du bassin de la Somme. Rapport BRGM/RP-63408-FR.

Arnaud L. (2017) – Vers une optimisation de l'exploitation des eaux souterraines du bassin versant de l'Avre (Somme). Rapport final BRGM/RP-66774-FR, 83 p., 62 ill., 2 ann.

Thiéry D. (2015) – Code de calcul MARTHE - Modélisation 3D des écoulements dans les hydrosystèmes - Notice d'utilisation de la version 7.5. Rapport BRGM/RP-64554-FR, 308 p., 150 fig.

Caractérisation hydrodynamique d'un aquifère alluvio-crayeux soumis à la marée de la Seine

Rémi Vigouroux⁽¹⁾, Aurélien Blondeau⁽¹⁾, Marc Boisson⁽¹⁾

(1) ARTELIA Eau et Environnement

remi.vigouroux@arteliagroup.com

aurelien.blondeau@arteliagroup.com

marc.boisson@arteliagroup.com

MOTS CLES : Suivi en continu des variations piézométriques, Craie sous alluvions, Effet de marée, champ captant AEP, Modélisation Feflow 3D

RESUME

Les travaux présentés s'inscrivent dans le cadre d'un diagnostic hydrogéologique d'un champ captant d'eau potable, situé en bordure de la Seine, dans un environnement fortement industriel.

Une caractérisation fine du système aquifère (craie sous alluvions) a d'abord été effectuée : carottages, diagraphies de flux, campagnes piézométriques (sur 100 points) avec suivi en continu des niveaux d'eau (instrumentation d'une dizaine d'ouvrages) de manière à prendre en compte les effets sur la nappe liés à la marée en Seine. Ces données ont notamment permis de préciser la géométrie du système aquifère, les caractéristiques hydrodynamiques globales du système alluvio-crayeux, avec l'utilisation de solutions analytiques de diffusion de l'onde de marée en estimant la diffusivité (T/S) de l'aquifère (Carol et al. 2009).

Dans un second temps, une modélisation hydrogéologique sous Feflow de la nappe alluvio-crayeuse a été réalisée. Un calage robuste du modèle a permis de confirmer et de spatialiser les paramètres hydrodynamiques de chacune des formations (craie fissurée, craie altérée/marneuse et alluvions) estimés en première approche de façon globale par des solutions analytiques. L'utilisation de ce modèle a ensuite permis de prédire les évolutions spatiales et temporelles de la qualité de l'eau, de tester différentes solutions de protection du champ captant AEP (adaptation des régimes de pompage, pompage de confinement, barrière hydraulique, ...).

INTRODUCTION ET CONTEXTE

Suite à une dégradation de la qualité de l'eau pompée d'un champ captant d'eau potable (AEP), une étude hydrogéologique approfondie a été engagée. Situé dans un contexte complexe, ce champ captant puise dans une nappe alluvio-craeuse soumise à la marée de la Seine (variations semi-diurnes et bimensuelles), et dans un environnement fortement industriel. Dans le but de proposer une solution efficace de protection de la qualité des eaux prélevées, il est apparu nécessaire de créer un outil permettant de préciser le fonctionnement des écoulements souterrains au droit de la zone et, *in fine*, de tester différentes configurations de protection du champ captant AEP.

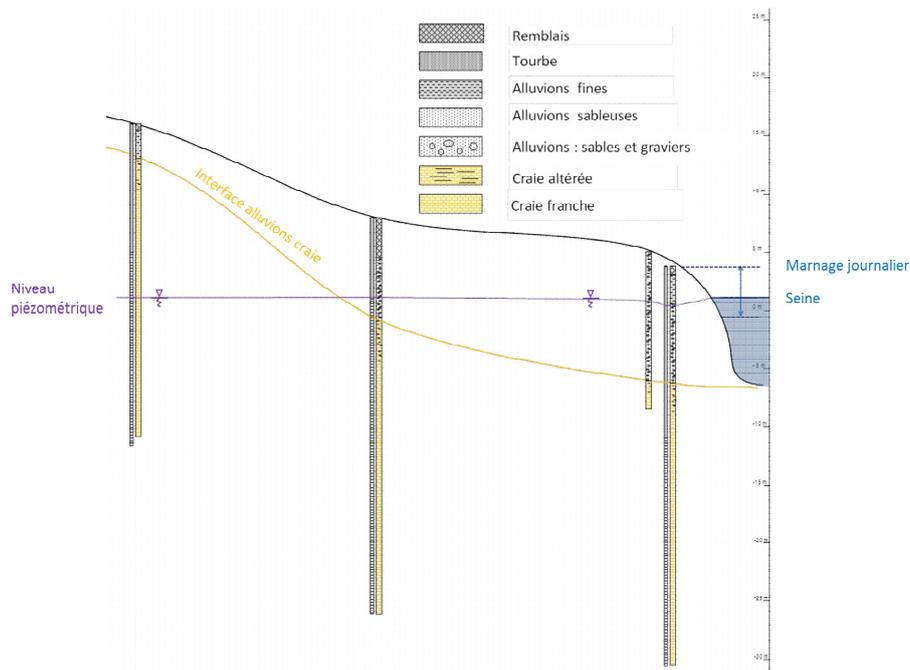


Figure 1 – Coupe géologique simplifiée du secteur d'étude

Pour cela, une caractérisation fine du système aquifère a d'abord été effectuée : carottages, création de doublets de piézomètres sélectifs captant la craie d'une part et les alluvions d'autre part, diagraphies de flux, campagnes piézométriques (sur 100 points) avec suivi en continu des niveaux d'eau (instrumentation d'une dizaine d'ouvrages) de manière à prendre en compte les effets sur la nappe liés à la marée en Seine. Ces mesures ont permis de caractériser le milieu aquifère, en particulier au travers de l'établissement d'une carte piézométrique et de la détermination de la diffusivité du système aquifère, et ainsi permettre une modélisation hydrogéologique 3D de l'environnement du champ captant. La finalité de ces travaux, au travers de la réalisation d'un modèle numérique fut le dimensionnement d'une barrière hydraulique de confinement pour protéger le champ captant.

NB : Pour des raisons de confidentialité, la localisation précise du site d'étude ne peut pas être présentée ici.

CARACTERISATION DU MILIEU

Etablissement d'une carte piézométrique

La construction et le calage d'un modèle hydrogéologique se base classiquement sur une carte piézométrique : en effet la carte piézométrique permet d'établir les directions et les gradients d'écoulement, et la comparaison de cartes observées et simulées permet de s'assurer que ceux-ci sont correctement reproduits.

Pour être interprétable et utilisable, une carte piézométrique doit se baser sur des mesures piézométriques synchrones, et ainsi comparer les points les uns avec les autres. Or dans le cas présent, la réalisation d'une campagne piézométrique synchrone est rendu difficile par les effets de marée. En effet, au cours de la journée de mesure, les niveaux piézométriques au droit d'un point peuvent varier jusqu'à plus d'un mètre.

En effet, l'onde de marée en Seine se diffuse dans l'aquifère avec un certain amortissement et un certain déphasage (décalage temporel de l'onde de marée), qui dépend des paramètres hydrodynamiques de la nappe et de la distance à la Seine (eg. Garoute et al. 2009, Massei et al. 2012) ; il est donc nécessaire de corriger ces effets de marée.

Pour obtenir une carte des niveaux piézométriques moyens et synchrones, la méthode utilisée a été la suivante :

1. Mesure piézométrique ponctuelle sur 100 points d'accès à la nappe et suivi en continu des niveaux d'eau sur 10 piézomètres, pendant la campagne piézométrique (4 jours).
2. Détermination d'une corrélation entre l'amplitude et le déphasage du signal de marée en fonction de la distance. La figure suivante présente l'évolution de l'amplitude des variations piézométriques en fonction de la distance à la Seine.

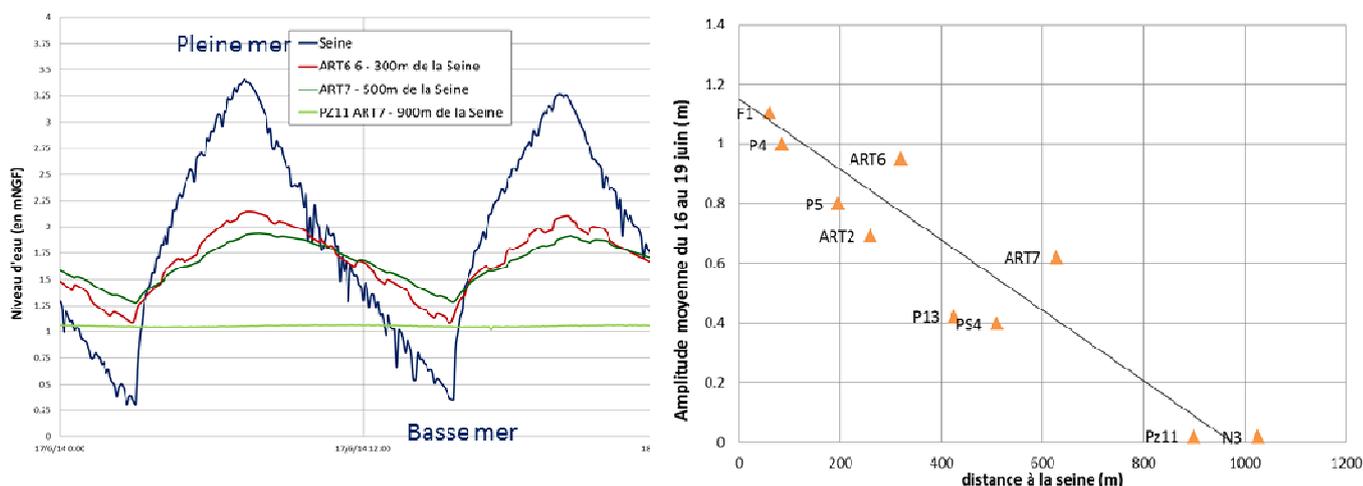


Figure 2 – Evolution des niveaux d'eau sur la Seine et sur quelques piézomètres dans le temps (à gauche) ; évolution de l'amplitude piézométrique en fonction de la distance à la Seine (à droite)

En toute rigueur, l'évolution de l'amplitude avec la distance au fleuve devrait suivre une exponentielle décroissante (cf. paragraphe suivant). Cependant, notamment du fait de l'hétérogénéité des paramètres hydrodynamiques, une régression linéaire a permis de dresser une tendance acceptable : la marge d'erreur ainsi réalisée n'excède pas la dizaine de centimètres. On note ainsi que l'influence de la marée est supérieure au mètre à proximité de la Seine et devient négligeable au-delà de 900 m.

Il est apparu également que le déphasage est faible (différence temporelle entre l'onde de marée en Seine et en nappe est inférieur à l'heure) pour les ouvrages où l'amplitude de la variation n'est pas négligeable. Le déphasage peut donc être considéré comme négligeable dans ce cas.

La différence de comportement entre les piézomètres situés dans la craie et ceux situés dans les alluvions est faible (seulement une légère différence d'amplitude a été notée sur les doubles de piézomètres sélectifs captant des aquifères différents). Il n'a donc pas été pris en compte de différence particulière en fonction de la nappe concernant l'influence de la marée.

3. Correction des niveaux piézométriques mesurés ponctuellement en fonction de la période de mesure et de la distance à la Seine. Les variations sont considérées comme linéaires, le coefficient de correction $h(t)$ est calculé comme suit :

$$h(t) = \frac{h(t)_{\text{seine}} \times h_{\text{max}}}{h_{\text{max,seine}}}$$

Avec $h(t)$: Différence entre la cote piézométrique de la nappe à l'instant t par rapport à moyenne de la nappe sur la période de mesure sur l'ouvrage considéré, h_{max} : demi-amplitude sur l'ouvrage considéré $h(t)_{\text{seine}}$: Différence entre la cote de la ligne d'eau de la Seine à l'instant t par rapport à la cote moyenne de la Seine sur la période de mesure, $h_{\text{max,seine}}$: demi-amplitude de la Seine.

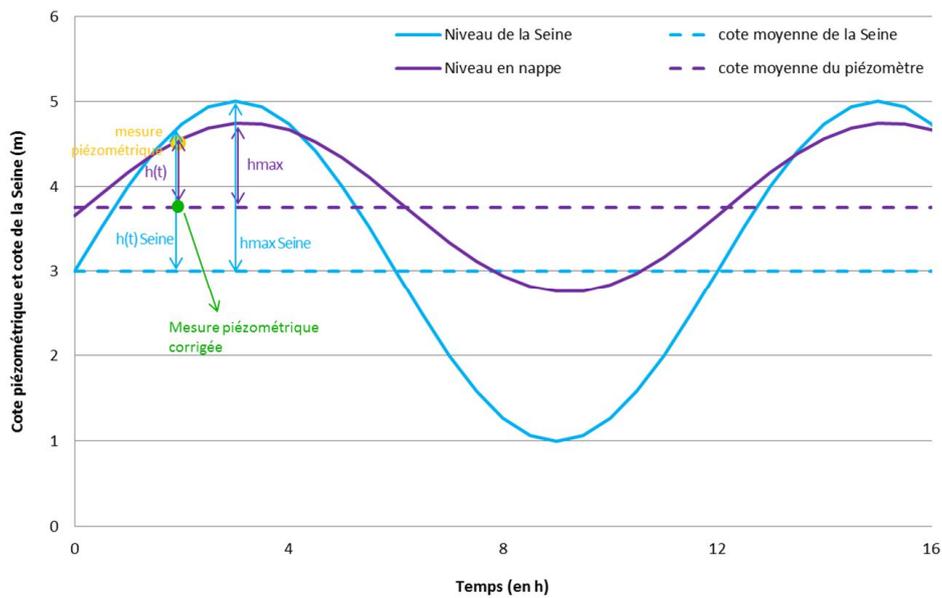


Figure 3 – Schéma de principe de correction des effets de marée sur la nappe.

4. Les niveaux piézométriques corrigés ont ensuite été utilisés pour dresser une carte piézométrique qui a servi de référence pour la modélisation.

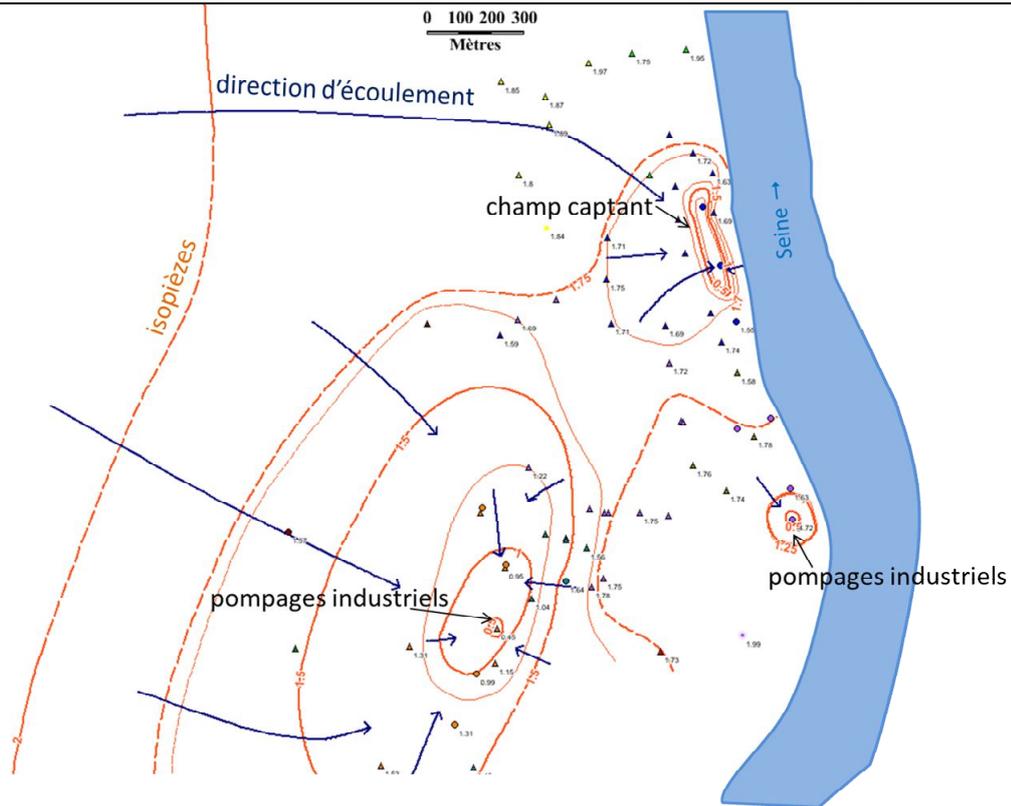


Figure 4 – Carte piézométrique obtenue

Détermination des paramètres hydrodynamiques globaux

Les suivis piézométriques ont également permis de préciser les caractéristiques hydrodynamiques globales du système alluvio-craie, avec l'utilisation de solutions analytiques de diffusion de l'onde de marée en estimant la diffusivité (T/S) de la nappe (e.g. Carol, Kruse, Pousa, & Roig, 2009).

Les hypothèses prises en compte pour ce calcul sont un aquifère homogène, isotrope et semi-infini, avec un cours d'eau traversant complètement la formation, et un écoulement souterrain unidirectionnel. La hauteur piézométrique h vérifie alors l'équation suivante :

$$\frac{\partial^2 h(x,t)}{\partial x^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h(x,t)}{\partial t}$$

En considérant la marée de la Seine comme étant une combinaison de sinusoides, ce qui n'est pas rigoureusement exact mais qui peut être retenu pour cette approche, on obtient par intégration de l'équation précédente (Carol et al. 2009)

$$h(x,t) = h_0 e^{-x_0 \sqrt{\pi S / t_0 T}} \sin\left(\frac{2\pi t}{t_0} - x \sqrt{\frac{\pi S}{t_0 T}}\right)$$

avec $h(x,t)$ la hauteur piézométrique dans le piézomètre, h_0 l'amplitude de la marée dans la rivière, x la distance à la rivière, S le coefficient d'emmagasinement de la nappe, T la transmissivité, et t_0 la période de la marée dans le cours d'eau.

En utilisant le principe de superposition on peut alors simuler l'effet des différentes variations de la Seine. On prend également en compte le colmatage des berges de la Seine en remplaçant la transmissivité par une transmissivité équivalente de l'ensemble colmatage des berges et aquifère.

La figure suivante présente un exemple de l'utilisation de cette solution analytique pour déterminer la diffusivité de l'aquifère.

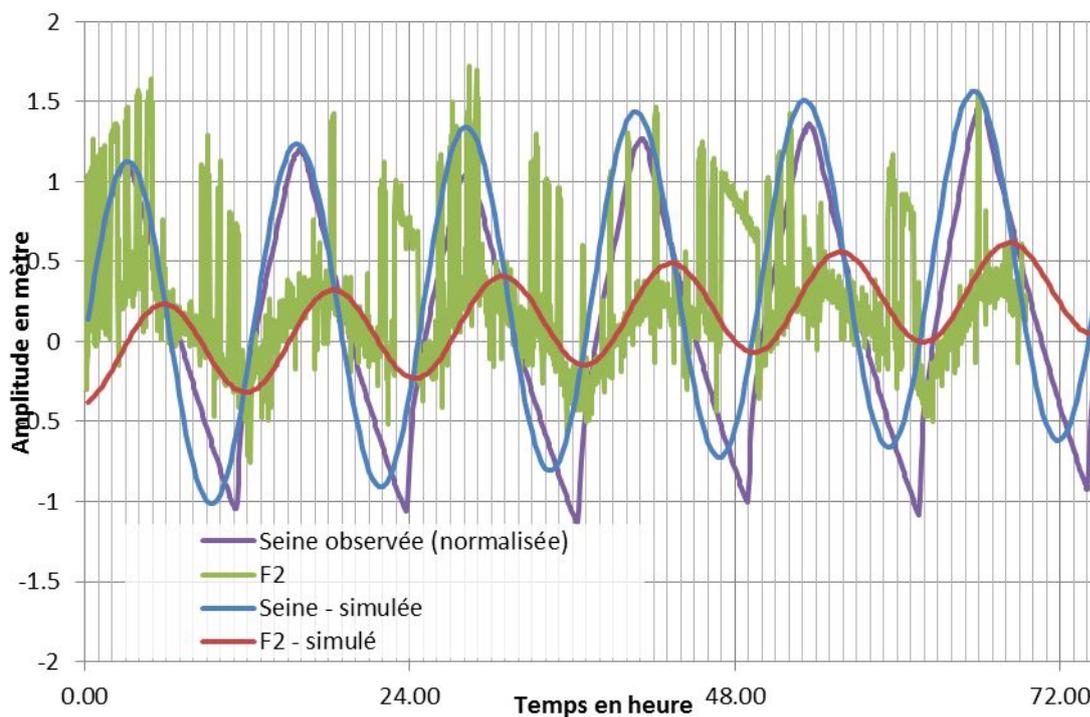


Figure 5 – Propagation de l'onde de marée de la Seine sur un forage du champ captant et simulation par formule analytique pour la détermination de la diffusivité.

Les valeurs de diffusivité et de colmatage obtenues sont tout à fait cohérentes avec les valeurs calculées par essai de pompage pour ce type d'aquifère (craie sous alluvions, eg. Conrad et al. 1980), de l'ordre de :

- $T = 2.10^{-1} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ et $S = 3.10^{-3}$,
- Colmatage des berges d'un mètre à 5.10^{-6} s^{-1}

Les valeurs de diffusivité et de colmatage ont ainsi pu être utilisées comme base à la construction et au calage du modèle hydrodynamique.

MODELISATION 3D

Construction et calage d'un modèle des écoulements souterrains

Dans un second temps, une modélisation hydrogéologique 3D sous Feflow de la nappe alluvio-crayeuse a été réalisée. Un calage robuste du modèle a permis de confirmer et de spatialiser les paramètres hydrodynamiques de chacune des formations (craie productive, craie altérée/marneuse et alluvions) estimés en première approche par des solutions analytiques. La figure suivante présente le maillage du modèle utilisé.

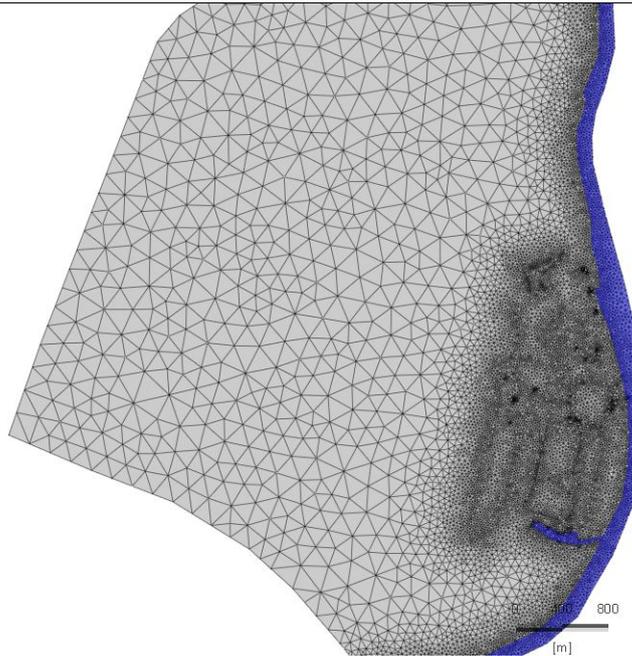


Figure 6 – Présentation du maillage utilisé

La figure suivante présente la comparaison entre piézométrie observée et simulée. On note que les directions, les gradients d'écoulement et l'influence des pompages sont correctement reproduits. Les niveaux piézométriques sont également correctement reproduits puisque l'erreur moyenne est inférieure à 12 cm, ce qui est tout à fait satisfaisant, notamment au regard de l'incertitude qui pèse sur la mesure (cf. § précédent).

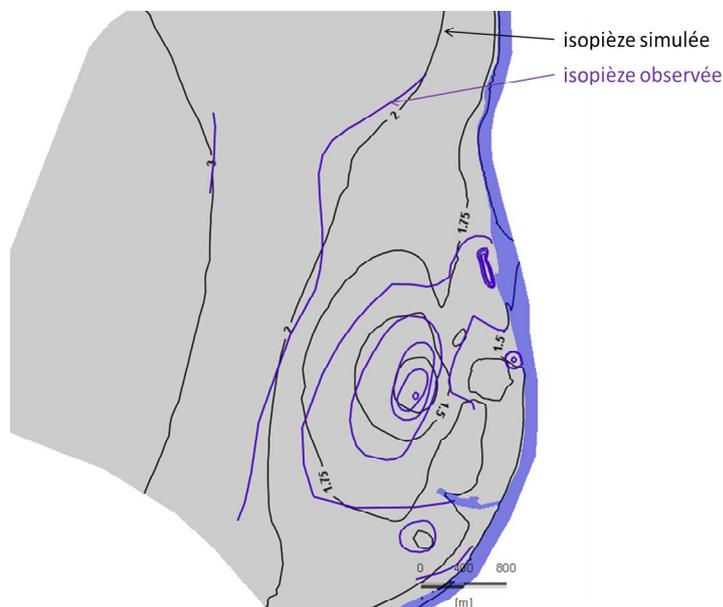


Figure 7 – Comparaison des cartes piézométriques observées et simulées

Un calage en régime transitoire a été effectué : le modèle reproduit correctement la dynamique de la nappe (variation piézométrique, effets des pompages, répartition spatiale des variations). On note en particulier que le modèle parvient à reproduire les différences de comportement entre les 2 formations aquifères (alluvions et craie), ignorées par simplification en première approche (cf. § précédent). Cette différence de comportement est due à un horizon moins perméable en tête de la craie (frange altérée de la

craie, craie marneuse), dont le calage a permis d'estimer la perméabilité à $1.10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ sur 2 mètres d'épaisseur.

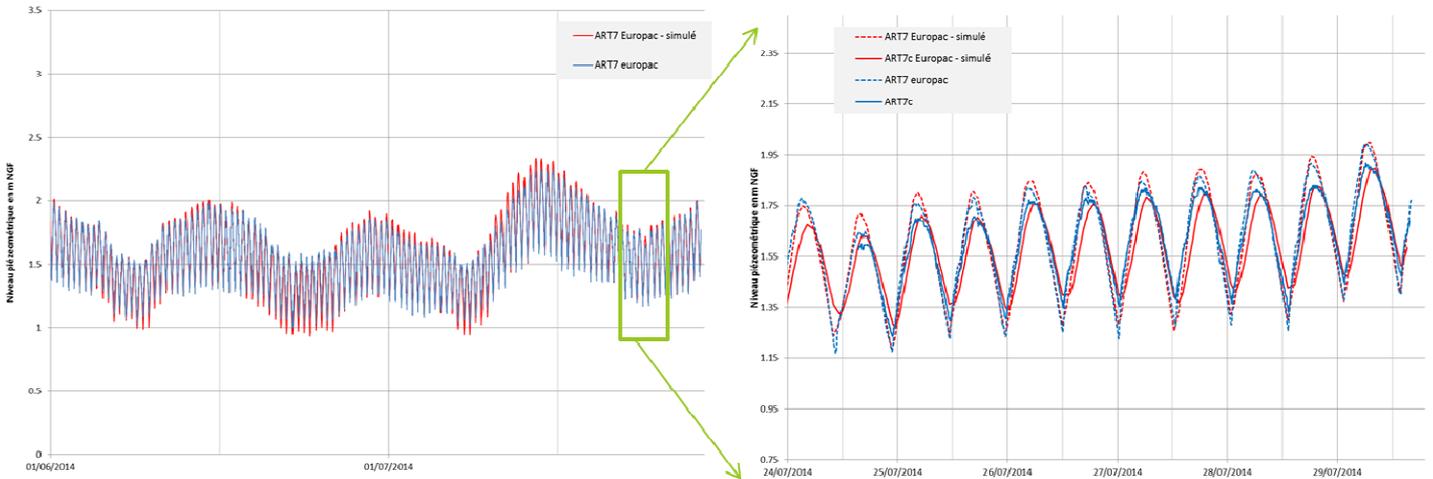


Figure 8 – Comparaison des piézométries observées et simulées sur le doublet de piézomètres sélectifs ART7 et ART7c (pendant sa période de suivi), pour les alluvions (trait plein dans le zoom à droite) et pour la craie (trait pointillé dans le zoom à droite)

Utilisation du modèle

Le calage du modèle étant jugé satisfaisant, il a été utilisé pour le dimensionnement d'une barrière hydraulique visant à protéger le champ captant d'une pollution préalablement identifiée.

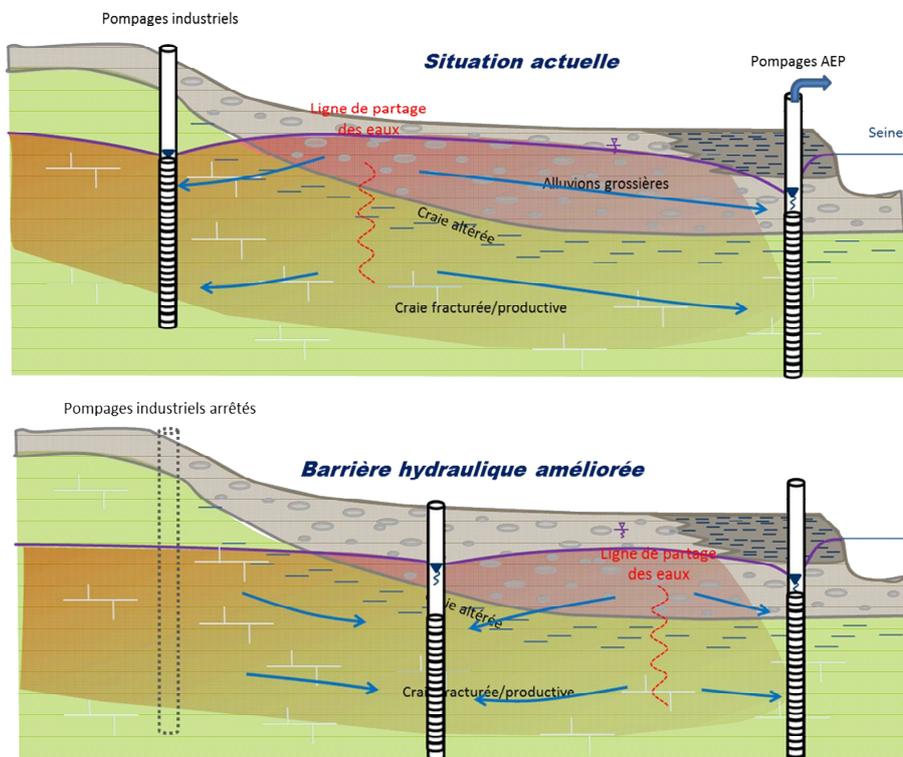


Figure 9 – Schéma de principe de la barrière hydraulique retenue

De nombreuses simulations ont été effectuées de manière à optimiser l'efficacité (implantation, nombre d'ouvrages, ...) et le débit de la barrière de confinement. Le champ captant bénéficie alors d'un outil de protection efficace et opérationnel afin de le préserver des éventuelles contaminations futures (par exemple : démantèlement industriel, arrêt des pompes industriels entraînant des modifications des conditions d'écoulement).

CONCLUSION

Le contexte hydrogéologique du secteur d'étude est complexe (nappe bi-couche avec influence des phénomènes de marée) mais une caractérisation fine du milieu couplée à une analyse détaillée des mesures, a permis de construire un modèle fiable et robuste.

L'utilisation de ce modèle a ensuite permis de prédire les évolutions spatiales et temporelles de la qualité de l'eau, de tester différentes solutions de protection du champ captant AEP (adaptation des régimes de pompage, pompage de confinement, barrière hydraulique, ...).

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Carol E, Kruse E, Pousa J, Roig A. 2009. Determination of heterogeneities in the hydraulic properties of a phreatic aquifer from tidal level fluctuations: a case in Argentina. *Hydrogeol. J.*:1727–1732.

Conrad G, Calba F, Le Nir M, Peaudecref P, Panel R. 1980. Etude de l'évolution qualitative et quantitative des ressources en eau souterraine de la boucle rive gauche de la Seine à Rouen et simulation sur modèle mathématique. BRGM.

Garoute A, Lenhardt F, Boisson M. 2009. Impact of a future high-capacity ship canal on the wetlands of the Seine river estuary nature reserve: assessment using a numerical model. In: *Feflow User Conference Berlin*.

Massei N, Dupont J, Jardani A, Fournier M, Roux J. 2012. La dynamique de l'ensemble multicouche Craie karstifiée/remplissage alluvionnaire dans le bassin intra-estuarien de la Seine. In: Ressources et gestion des aquifères littoraux *Dix-huitièmes Journées Techniques du Comité Français d'Hydrogéologie de l'Association Internationale des Hydrogéologues*.

Fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère Craie – Alluvions dans la Bassée en aval de Bray-sur-Seine

Camille Tisserand, Claude Nœuveglise ⁽¹⁾
Pascal Laugier, Claudine Jost ⁽²⁾

(1) setec hydratec

camille.tisserand@hydra.setec.fr, claude.noeuveglise@hydra.setec.fr

(2) Seine Grands Lacs

pascal.laugier@seinegrandslacs.fr, claudine.jost@seinegrandslacs.fr

MOTS CLES : Bassée, craie sous-alluviale, site pilote

RESUME

L'aquifère de la Craie entre Saint-Sauveur-Les-Bray et Montereau-Fault-Yonne est en relation avec le corridor alluvial de la Seine. Dès 2016, en prévision de la MOE du site pilote pour l'écrêtement des crues de la Seine sur la région francilienne, l'EPTB SGL a souhaité la mise en place d'un réseau de suivi des niveaux en continu dont les relevés débutent en décembre 2016 pour les eaux souterraines et mars 2017 pour les eaux superficielles. Nous présenterons les éléments de compréhension des échanges nappe de la craie - nappe alluviale et nappes - eaux superficielles, qui ont orienté les travaux de modélisation de la MOE du projet. La présence de nombreuses gravières diversement colmatées, de trois cours d'eau (la Seine canalisée, l'Auxence et la Voulzie), de reliquats de noues et d'anciens méandres de la Seine et du Canal de Bray-la-Tombe induit le choix d'une modélisation bidimensionnelle à couches établie pour des situations de crue de la Seine.

La mise en charge de la nappe de la Craie sous les alluvions aux limites latérales de la vallée alluviale, due aux apports par les coteaux, puis un équilibrage dans la vallée, a été mise en évidence. La Seine joue le double-rôle de drainage et alimentation de la nappe, tandis que l'Auxence présente uniquement un rôle de drainage. Le fonctionnement du Canal de Bray-La-Tombe est quant à lui indépendant des autres masses d'eau.

Nous mettons également en évidence l'évolution du bilan de l'hydrosystème au cours d'une crue, et l'impact du remplissage du site pilote sur ce bilan.

INTRODUCTION

La plaine alluviale de la Bassée entre Bray-sur-Seine et Montereau-Fault-Yonne fait l'objet d'une étude hydrogéologique approfondie dans le cadre de la Maitrise d'œuvre du site pilote pour l'écrêtement des crues de la Seine en région francilienne. Cette étude comprend la mise en place d'un réseau de suivi ponctuel et continu et la modélisation hydrogéologique du territoire de la Bassée.

Les eaux superficielles et eaux souterraines sur ce territoire sont en relation étroite et ne peuvent être étudiées indépendamment. On y retrouve la nappe alluviale d'accompagnement de la Seine, qui circule essentiellement dans les alluvions anciennes sablo-graveleuses et qui vient coiffer l'aquifère crayeux sous-jacent. Ce dernier présente une porosité de fissures sur trente mètres de profondeur, surmonté par une faible épaisseur de Craie altérée sous-alluviale (Mégrien C., 1979). Le site est également caractérisé par la présence de nombreux plans d'eau superficiels résultants de l'exploitation d'anciennes carrières non remblayées. Ces plans d'eau sont en interaction avec la nappe, subaffleurante sur une grande partie du territoire, mais leur degré de colmatage n'a jamais été défini.

Dans le cadre de cette mission, EPTB Seine Grands Lacs a mis en place fin 2016 un réseau de suivi ponctuel et en continu (sonde pressiométrique). La répartition des points de mesure et la formation qu'ils viennent capter (alluvions ou craie sous-alluviale) permettent d'identifier les relations entre les différentes masses d'eau souterraines et superficielles, qui sont l'aquifère crayeux, la nappe alluviale, les différents cours d'eau (Seine, Auxence, Voulzie, Canal de Bray-la-Tombe et les noues), ainsi que les plans d'eau superficiels (anciennes gravières).

L'interprétation des données issues du réseau de suivi a amélioré notre compréhension du fonctionnement de l'hydrosystème et a orienté les choix de la modélisation hydrogéologique de la Bassée sur ce secteur. Le modèle établi a été calé en permanent et en transitoire, à partir des données du réseau de suivi, et des simulations de crues historiques ont été réalisées par la suite.

METHODOLOGIE

Mise en place du suivi piézométrique et mesures

Dans l'optique de disposer d'un grand nombre de points de mesure sur le territoire, une campagne de reconnaissance des ouvrages à la craie et aux alluvions a été réalisée en 2016. 104 piézomètres ont été répertoriés. Ces piézomètres ont ensuite été complétés par la mise en place de 10 échelles limnimétriques, dont 5 dans les cours d'eau et 5 dans les anciennes gravières et l'implantation de 8 nouveaux piézomètres pour renforcer et homogénéiser le réseau de mesure. Parmi ces derniers, il a été choisi de réaliser 2 triplets alluvions anciennes-craie-berges de gravières, afin de mieux appréhender les relations entre ces différentes masses d'eau.

Ces triplets ont également été utilisés pour la réalisation d'essais de pompage, dont l'objectif était en partie de conclure sur le niveau de colmatage des berges, en plus de déterminer les perméabilités et les relations hydrauliques entre les différentes formations. Ainsi, pour chaque piézomètre un essai de pompage à 9 m³/h a été mené sur 6h, avec un suivi piézométrique très fin (fréquence de 10 secondes) sur l'ouvrage de pompage et ceux au voisinage.

Quatre campagnes de mesures ponctuelles ont été réalisées, en basses eaux (octobre 2016 et octobre 2017) et hautes eaux (juin 2016 et février 2018). Le suivi en continu a lui été initialisé en décembre 2016, et concerne 43 points de mesures.

Méthodologie de modélisation

Le logiciel de modélisation 3D Visual Modflow Classic résout les équations de flux en milieu poreux par la méthode des différences finies. Il a été choisi pour la modélisation de l'hydrosystème de la Bassée.

Le domaine modélisé correspond au bassin versant souterrain dont le périmètre a été adapté en fonction des discontinuités géologiques et des limites de flux pertinentes. Il recouvre le territoire de Bray-sur-Seine à Montereau-Fault-Yonne, s'arrête aux limites d'affleurement de la Craie au Nord et s'étend au Sud jusqu'à l'isopièze 57 m NGF issue de la carte piézométrique de l'aquifère crayeux du BRGM (2011). Les couches modélisées sont les alluvions modernes, les alluvions anciennes, une épaisseur de craie altérée (craie plastique, craie grumeleuse et craie en blocs réparties spatialement) et le substratum crayeux fissuré, épais de 30 m dans la vallée. Leur géométrie a été construite à partir de plus de 100 forages disponibles dans la vallée et sur les coteaux, et les effets de biseau (alluvions sur substratum crayeux) ont été retravaillés à l'aide du LIDAR (avril 2015) et des limites d'affleurement.

Les cours d'eau principaux (la Seine, l'Auxence, la Voulzie et le Canal de Bray-la-Tombe) sont représentés par éléments Rivières (RIVER), dont les perméabilités de fond ont été déduites des interprétations issues du suivi et recalées lors du calage permanent et transitoire. Les nombreuses noues ont été intégrées sous forme d'éléments Drains (DRAIN) car elles ont un rôle d'écrêtement de la nappe vers le réseau hydrographique superficiel.

Le choix a été fait de représenter les gravières en très forte perméabilité (0.1 m/s), étant donné le défaut de stabilité du modèle lorsque trop d'éléments Lac (LAKE) sont insérés. Les plans d'eau ne présentent pas de colmatage, conformément aux essais de pompage.

Finalement, des conditions aux limites de potentiel imposé et flux imposés ont été intégrées aux limites d'affleurement de la craie au Nord et au Sud en fonction de la piézométrie mesurée et historique.

À l'issue de ce paramétrage, du calage en régime permanent sur octobre 2016 et en régime transitoire sur l'année hydrologique 2016-2017, les simulations des crues historiques de janvier 1982 et janvier 1910 ont été réalisées.

RESULTATS

Interprétation des suivis piézométriques et mesures

Quatre cartes piézométriques ont été réalisées à partir des campagnes de relevés synchrones (juin 2016, octobre 2016 et 2017, février 2018), en utilisant l'ensemble des points aux alluvions et à la craie. En effet, les suivis montrent une mise à l'équilibre de la nappe de la craie sous-alluviale avec celle des alluvions dans la vallée. La Figure 1 présente la carte d'octobre 2017.

Les cartes réalisées présentent des arrivées d'eau par les coteaux crayeux (pente jusqu'à 0.9 %) et un aplanissement de la piézométrie dans la vallée (pente de 0.01 %) induit par les nombreux plans d'eau en relation étroite avec la nappe. L'axe de drainage principal est la Seine, et l'Auxence au pied de coteau un axe secondaire. La Voulzie semble également avoir un rôle de drainage juste en amont de sa confluence avec la Seine. Dans son trajet du coteau vers la Seine, la Voulzie est en position surélevée par rapport à la plaine, au sommet de ses propres alluvions, elle est déconnectée de la surface piézométrique.

En hautes eaux, le niveau de nappe est environ 1 m au-dessus de celui de basses eaux.

Les relevés synchrones de la crue de février 2018 ont mis en évidence le caractère subaffleurant de la nappe (50 cm sous le TN) et sa remontée au-dessus du terrain naturel sur une grande partie du territoire, provoquée par la forte pluie qui a précédé cet épisode (80 mm en 15 jours avant le pic de crue) et la propagation de l'onde de crue dans la nappe. La saturation des sols combinée au fort impluvium direct a abouti au débordement de nombreuses gravières, et pour certaines d'entre elles à leur mise en connexion. Un mois après le pic de crue, des débordements sont toujours observables, malgré la baisse du niveau de Seine.

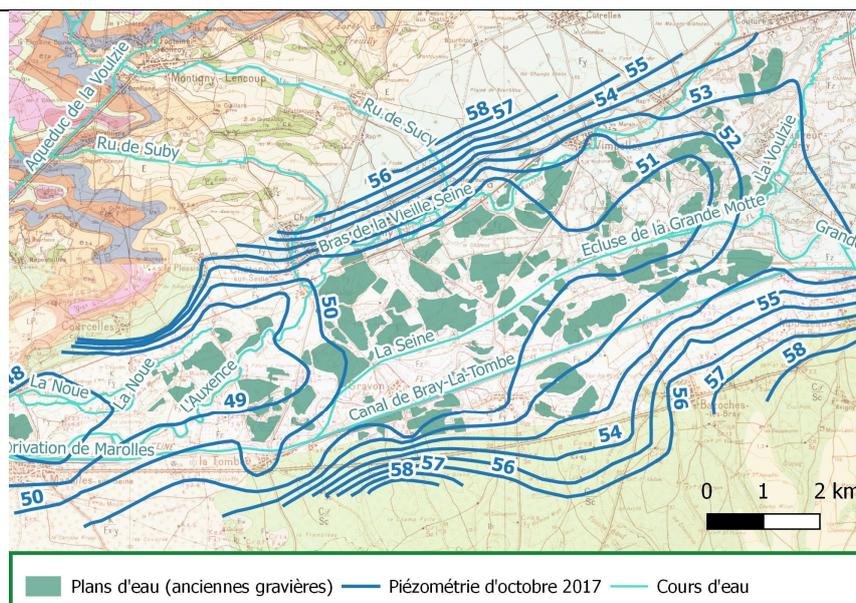


Figure 1 : Piézométrie mesurée d'octobre 2017 (basses eaux)

Les résultats du suivi en continu ont validé l'hypothèse de mise à l'équilibre des nappes de la craie et celle des alluvions dans la vallée, tout comme les essais de pompage. Une légère mise en charge de la nappe de la craie sous les alluvions (20 cm) en contrebas des coteaux a également été mise en évidence, engendrée par l'alimentation abondante de la vallée par les coteaux crayeux.

Ce suivi de la Seine et des piézomètres craie-alluvions a permis d'identifier des zones de réalimentation de la nappe par la Seine, en amont des barrages de la Grande-Bosse et de Marolles-sur-Seine, malgré son statut d'axe majeur de drainage de l'aquifère crayeux sur ce secteur. Par ailleurs, les variations du niveau de Seine et des ondes de crues se propagent rapidement dans la nappe d'accompagnement alluvions-craie. Le rôle de drain de l'Auxence est lui validé par les suivis continus sur tout son tracé, mais il reste moins important sur son linéaire en amont de Vimpelles. Finalement, le suivi du canal de Bray-la-Tombe, alimenté par la Seine et compartimenté par ses trois écluses, montre des relevés peu corrélés aux variations de la Seine et de la nappe. Les écluses amont et aval de ce canal présentent de nombreuses dégradations (fissures, érosion), qui laissent passer des débits non contrôlés. Le canal de Bray-la-Tombe se comporterait donc comme une masse d'eau alimentée de manière aléatoire par la Seine avec peu de relations avec la nappe (berges et fond cimentés et peu perméables).

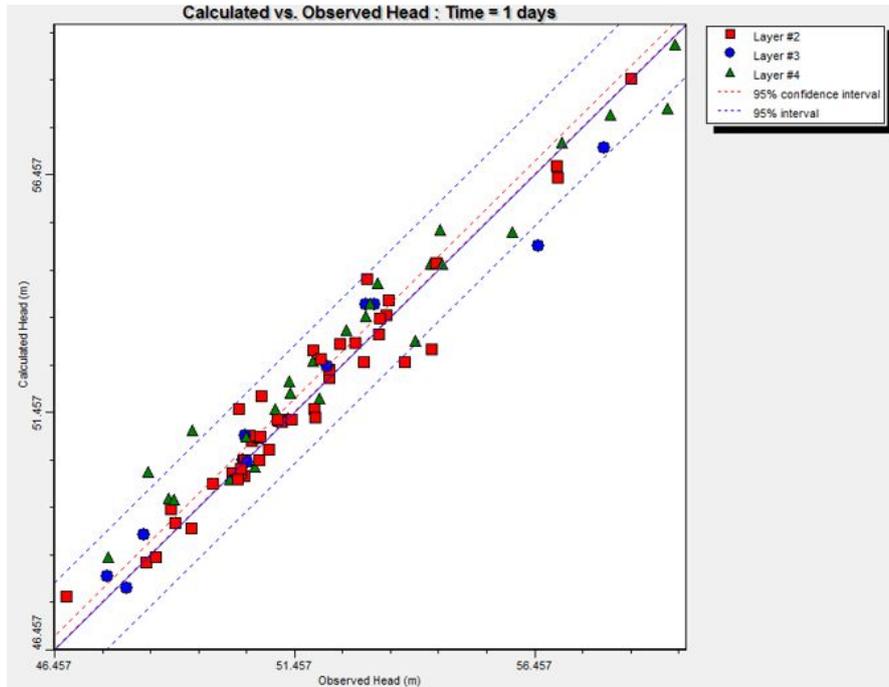
Les essais de pompage sur les triplets ont quant à eux conclu à l'absence d'effet de colmatage des berges des anciennes gravières. Les paramètres hydrodynamiques ainsi identifiés sont présentés ci-dessous :

Tableau 1 : Résultats des transmissivités et perméabilités déterminées par essai de pompage

Horizon	Transmissivité moyenne (m ² /s)	Perméabilité horizontale moyenne (m/s)
Alluvions anciennes	$2.20.10^{-2}$	$8.75.10^{-3}$
Craie	$8.15.10^{-3}$	$9.93.10^{-4}$
Remblais de berge	$4.73.10^{-5}$	$1.03.10^{-5}$

Résultats du calage

Le calage en régime permanent réside principalement dans le paramétrage des perméabilités des formations et des berges des cours d'eau. Il en résulte les gammes de perméabilités présentées dans le tableau suivant et la figure ci-dessous. La carte de la piézométrie résultante est également présentée Figure 4.



La courbe ci-dessus présente les niveaux calculés en fonction de ceux observés sur les 85 points de mesure. La moyenne résiduelle est de 0.161 m, et la moyenne résiduelle absolue de 0.484 m, le calage est donc considéré satisfaisant, malgré une légère surestimation des niveaux. L'écart maximal est calculé à 1.815 m, en amont du barrage de Marolles-sur-Seine. Cet écart provient de la difficulté de reproduire correctement les flux au droit des deux bras de Seine qui hébergent en parallèle le barrage et l'écluse de Marolles-sur-Seine.

Figure 2 : Courbe de calage (calculé vs observé)

Tableau 2 : Perméabilités issues du calage en régime permanent

Horizon	Perméabilité horizontale (m/s)	Perméabilité verticale (m/s)	Couleur
Alluvions modernes	1.10^{-5}	1.10^{-6}	
Alluvions anciennes	5.10^{-3}	$2.5.10^{-3}$	
Craie plastique sous-alluvionnaire	8.10^{-5}	8.10^{-5}	
Craie grumeleuse sous-alluvionnaire	5.10^{-4}	5.10^{-4}	
Craie en blocs sous-alluvionnaire	1.10^{-3}	1.10^{-3}	
Craie coteau Nord	8.10^{-5}	8.10^{-5}	
Craie coteau Sud-Ouest	1.10^{-4}	1.10^{-4}	
Craie coteau Sud-Est	1.10^{-3}	1.10^{-3}	
Craie fissurée	8.10^{-4}	8.10^{-4}	
Gravières	1.10^{-1}	1.10^{-1}	
Berges de gravières	1.10^{-6}	1.10^{-6}	

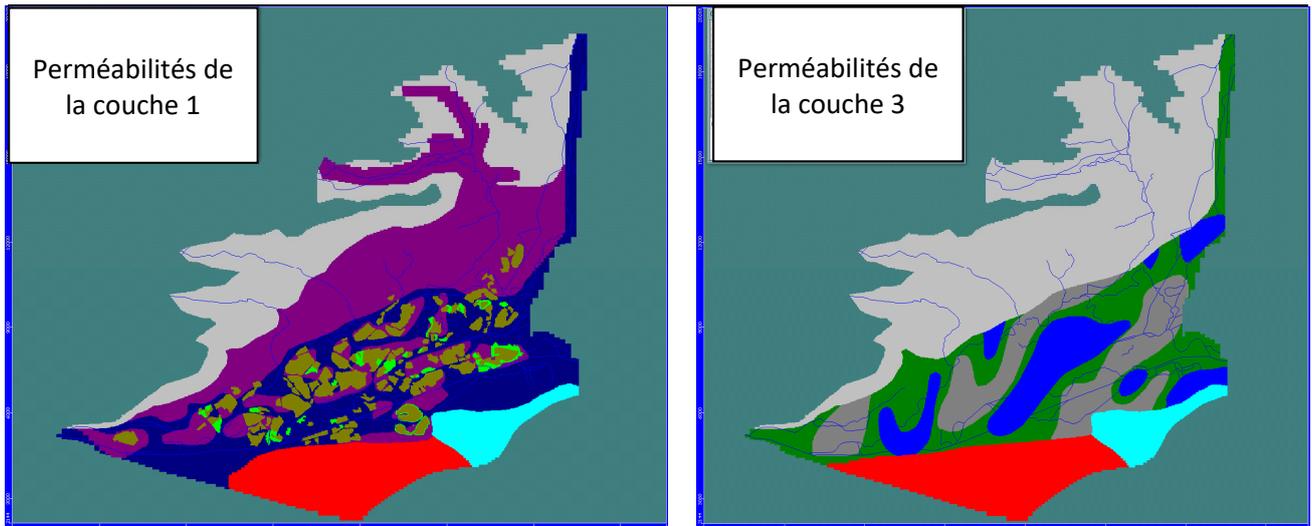


Figure 3 : Répartition des perméabilités dans la couche 1 et la couche 3

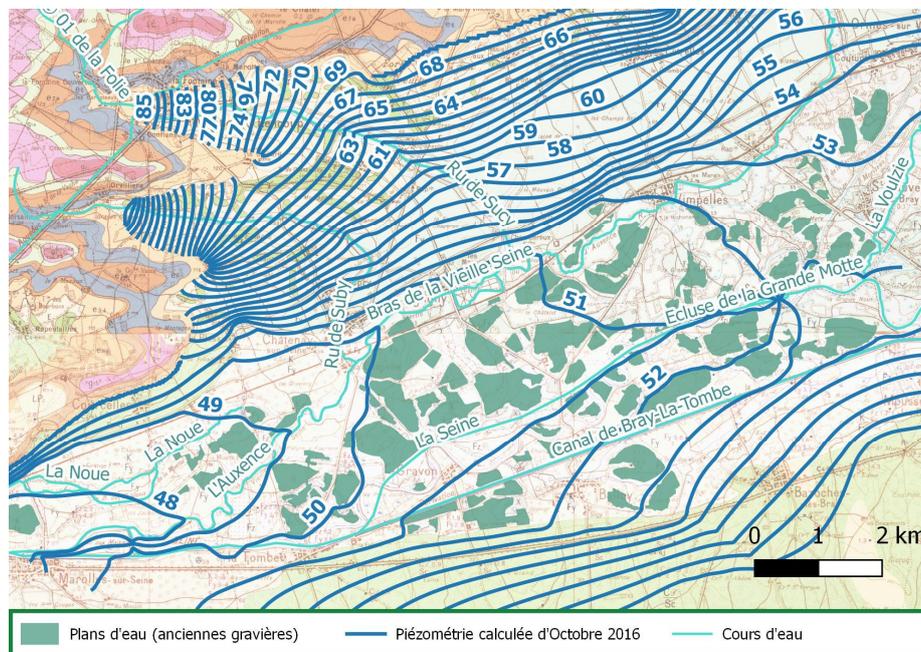


Figure 4 : Piézométrie calculée d'octobre 2016 (piézométrie de calage permanent)

Le calage en régime transitoire s'apprécie par la similitude (temporalité et amplitude) entre des courbes de niveaux observées et calculées. Le décalage initial en cote est dû à l'écart issu du calage en régime permanent. La Figure 5 montre une bonne représentation des variations de niveau de nappe. Elles sont synchrones avec les observations et l'amplitude des variations est respectée. Le modèle est donc capable de reproduire correctement la réactivité de la nappe aux épisodes pluvieux et aux variations des niveaux des cours d'eau, qui sont les données d'entrée du modèle (niveaux réels mesurés). Quelques tendances sont toutefois améliorables, comme la vidange de la nappe de la craie au point 22-EPTB-CR, qui est moins importante que ce qui a été observé, comme pour le point 9-EPTB-CR.

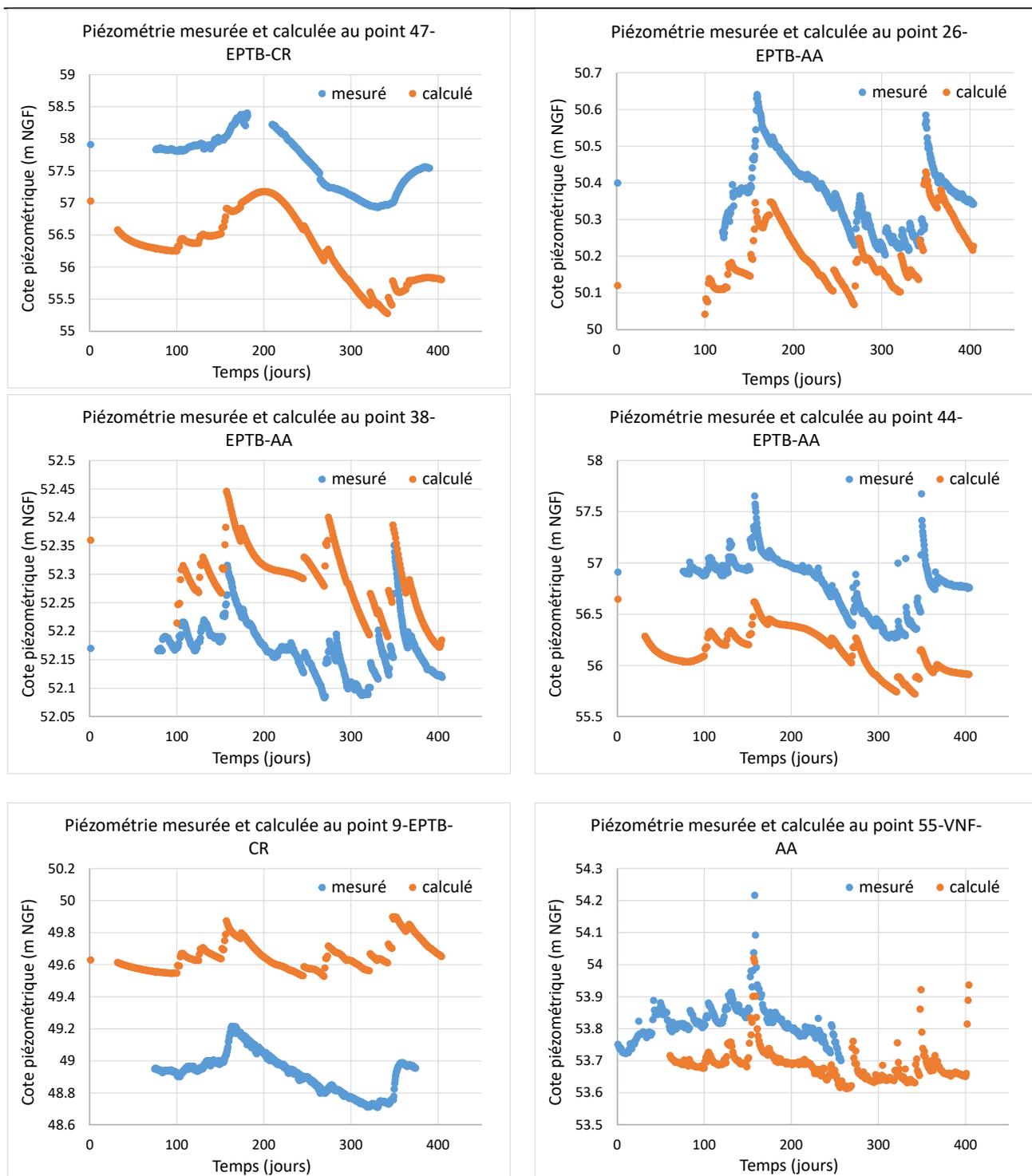


Figure 5 : Courbes de calage en régime transitoire (mesuré vs observé) pour différents points

Résultats des simulations de crue

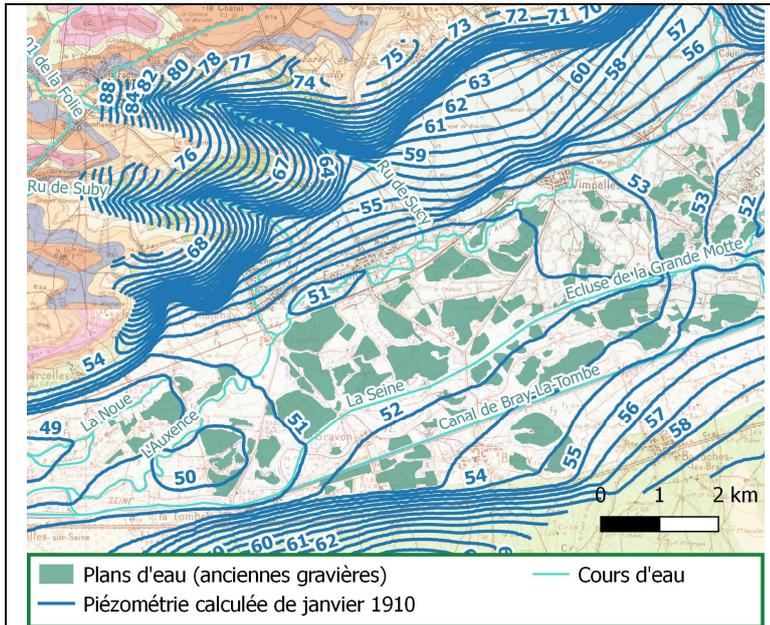


Figure 6 : carte de la piézométrie de la craie calculée au pic de crue de Seine de janvier 1910

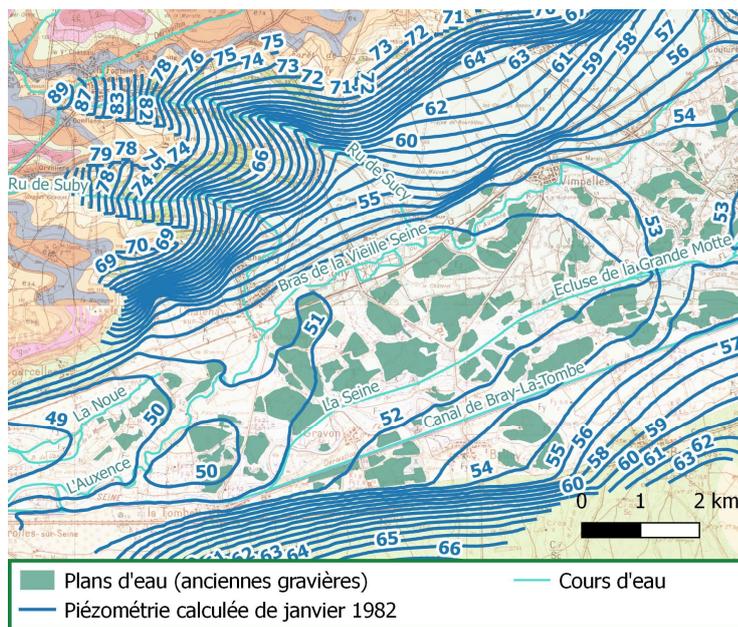


Figure 7 : carte de la piézométrie de la craie calculée au pic de crue de Seine de janvier 1982

Les périodes de retour correspondantes aux crues de 1910 et 1982 sont respectivement de 100 ans et 30 ans.

Les piézométries résultantes (Figure 6 et Figure 7) calculées lors du pic de crue de Seine montrent une rehausse du niveau de nappe dans la vallée d'un mètre par rapport à la piézométrie d'octobre 2016 mesurée et octobre 2017 calculée. Cet ordre de grandeur est cohérent avec la piézométrie mesurée en hautes eaux (février 2018 et juin 2016). Sur les coteaux, cette rehausse est plus importante, tout comme le gradient de nappe et par conséquent les arrivées d'eau.

Les deux piézométries calculées lors des pics de crue sont très similaires, dans la vallée et sur les coteaux, malgré la différence des niveaux atteints dans la Seine en 1910 (52.16 m NGF) et 1982 (51.84 m NGF). Cette similitude s'explique d'une part par la dynamique des crues et par la recharge ayant eu lieu l'année hydrologique précédant chaque épisode de crue. En effet, la crue de 1982 se caractérise par une montée des eaux lente (plus d'un mois avant le pic de crue), tandis qu'elle n'a duré que 10 jours pour la crue de 1910. Par ailleurs, la recharge cumulée sur l'année hydrologique précédant l'épisode de 1910 est de 92 mm, contre 250 mm pour l'épisode de 1982. La nappe était donc initialement haute au moment de la montée des eaux de la crue de 1982.

La Figure 8 présente la propagation modélisée de l'onde de crue de 1910 dans la nappe. L'amplitude de la réponse à l'onde de crue est inversement proportionnelle à la distance du point à la Seine (indiquée dans la légende). La réaction de la nappe au pic de crue se fait ressentir presque instantanément (premier pic de nappe 1 à 5 jours après le pic de crue). Le second pic des niveaux de nappe intervient environ 30 jours plus tard, et fait suite au deuxième pic de crue de la Seine, qui maintient la nappe à des niveaux hauts. La décrue de nappe s'amorce ensuite lentement, et sa vidange est toujours en cours 100 jours après le premier pic de crue de Seine.

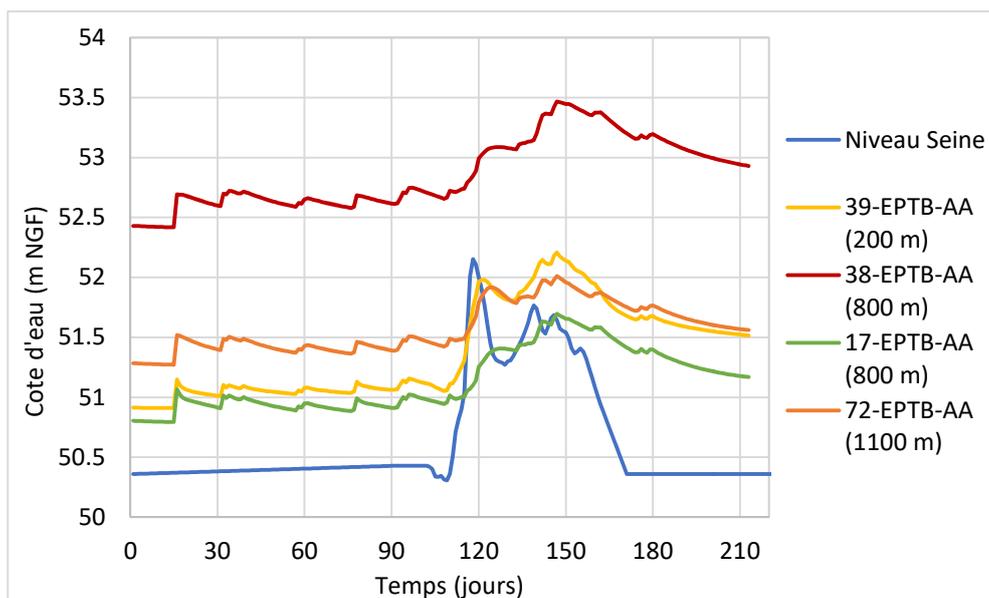


Figure 8 : Propagation de l'onde de crue de la Seine dans la nappe (simulation 1910)

CONCLUSION

Un grand nombre de mesures sont disponibles sur le secteur de la Bassée aval. L'objectif du nouveau réseau de suivi était donc de réaliser des mesures ciblées, afin d'en retirer les informations nécessaires à la réalisation d'un modèle déterministe et opérationnel.

L'outil mis en place permet de simuler le fonctionnement de l'hydrosystème eau superficielle-eau souterraine sur plusieurs années consécutives, y compris la reproduction d'épisodes de crues. Il permet de tester le projet du site pilote et le projet global pour l'écrêtement des crues. Les tests concernent la gestion des volumes d'écrêtement (remplissage, vidange) et les dispositions constructives des digues.

L'élaboration des mesures d'évitement, réduction et compensation fait appel à cet outil pour appuyer la démarche de génie écologique sur les sites pressentis pour la compensation et de gestion du risque hydrogéologique sur les structures anthropiques.

Références bibliographiques

ARMINES, Mines Paris (2005). – Etude globale pour l'aménagement de la Bassée. Etude hydrogéologique de faisabilité.

Mégrien C. (1979). – Hydrogéologie du centre du bassin de Paris. Mémoire BRGM n°98.

Etude du fonctionnement global de l'hydrosystème du Marquenterre, en lien avec les marais arrière-littoraux

V. Bault ⁽¹⁾, Bourgine B. ⁽¹⁾, Cary L. ⁽¹⁾, Gourcy L. ⁽¹⁾, Winckel A. ⁽¹⁾

(1) BRGM

v.bault@brgm.fr, b.bourgine@brgm.fr, l.cary@brgm.fr, l.gourcy@brgm.fr, a.winckel@brgm.fr

MOTS CLES : nappe de la craie, marais arrière-littoraux, Marquenterre

RESUME

Les marais arrière-littoraux du Marquenterre, situés dans la partie est de la plaine maritime et remontant dans les vallées humides du Ponthieu, bénéficient du label Ramsar depuis janvier 1998. La protection de ces zones humides nécessite d'en comprendre le fonctionnement hydrologique, en tant qu'entités uniques au sein d'un environnement global intégrant sol, zone non saturée, aquifère, réseau hydrographique de surface (marais, fossés, canaux, rivières).

Une démarche scientifique couplant plusieurs approches, intégrant modélisation géologique, reconnaissances hydrogéologiques et hydrogéochimiques a permis de dresser un schéma conceptuel de l'hydrosystème du Marquenterre. Ce schéma met en évidence la géométrie des différents aquifères, les écoulements des eaux souterraines et les relations avec les eaux de surface : il donne des éléments de compréhension sur le fonctionnement de ce système aquifère multicouche en lien avec les marais arrière-littoraux.

PRÉSENTATION DE L'ÉTUDE

Les marais arrière-littoraux du Marquenterre, situés dans la partie est de la plaine maritime et remontant dans les vallées humides, bénéficient du label Ramsar depuis janvier 1998. La protection de ces marais nécessite d'en comprendre leur fonctionnement hydrologique en tant qu'entités uniques au sein d'un environnement global.

L'Agence de l'eau Artois-Picardie, le Syndicat Mixte Baie de Somme - Grand Littoral Picard, le Fonds européen de développement (Feder) dans le cadre du programme opérationnel FEDER-FSE pour les Hauts-de-France, et le BRGM ont ainsi initié un projet visant à répondre aux différents enjeux de la gestion des eaux de ce milieu complexe.

Cette étude couvre un territoire de 360 km², partagé entre la plaine maritime du Marquenterre à l'ouest et le plateau crayeux du Ponthieu à l'est. Ces deux entités géomorphologiques sont séparées par une faille ou flexure d'orientation nord-sud, communément appelée falaise morte, qui a abaissé durant le Tertiaire

(orogénèse alpine) le compartiment occidental crayeux. Au Quaternaire, lors de la transgression flandrienne, l'espace libéré a été comblé par une série de dépôts formant ainsi une plaine maritime.

Au droit du plateau du Ponthieu, l'aquifère de la craie du Séno-Turonien renferme une nappe libre en continuité hydraulique avec les nappes alluviales. Une couverture limono-sableuse très infiltrante recouvre la craie du plateau.

Au droit du Marquenterre, la succession de niveaux perméables et imperméables permet l'interprétation suivante :

- Aquifère des dunes (Holocène), présent uniquement dans le massif dunaire ;
- Aquiclude des argiles et tourbes supérieures du Marquenterre (Holocène) ;
- Aquifère des sables fin gris et sables gris-bleu bouillant du Marquenterre (Holocène) ;
- Aquiclude des argiles tourbeuses inférieures du Marquenterre (Holocène) ;
- Aquifère des formations graveleuses de Rue (Pléistocène) ;
- Aquifère de la craie.

La première phase de l'étude a consisté en une synthèse de la bibliographie, afin de conduire une analyse des connaissances. Elle a également été l'occasion de construire un modèle géologique permettant de reconstituer l'aspect structural et d'interpréter la stratigraphie du secteur d'étude.

Deux campagnes de terrain ont ensuite été menées en 2016 sur les eaux souterraines et superficielles en périodes de hautes eaux (février-mars) et de basses eaux (octobre). Les puits identifiés ont fait l'objet d'une mesure du niveau statique et d'un nivellement au moyen d'un GPS haute précision. Les niveaux d'eau ont permis le tracé de cartes piézométriques et de définir les sens d'écoulement des eaux souterraines. Les diagraphies, les analyses physico-chimiques et isotopiques ainsi que les datations sur les eaux ont permis de caractériser les eaux souterraines et superficielles, leur origine et leur temps de résidence (âge apparent).

Enfin, dix piézomètres ont été équipés de capteurs de niveau, de température et de conductivité. Ils ont suivi sur une année la nappe en amont de l'hydrosystème, au droit des zones humides et en profondeur au centre de la plaine maritime.

RÉSULTATS OBTENUS

L'étude a permis de dresser un schéma conceptuel de l'hydrosystème du Marquenterre, donnant des éléments de compréhension sur le fonctionnement du système aquifère en lien avec les marais arrière-littoraux (Figure 1). Ce modèle repose sur une approche multicritère : interpolation d'un modèle géologique, tracé de cartes piézométriques hautes et basses eaux, suivis de niveaux piézométriques et de la conductivité sur une année, caractérisations physico-chimiques, isotopiques et datation des eaux souterraines et superficielles.

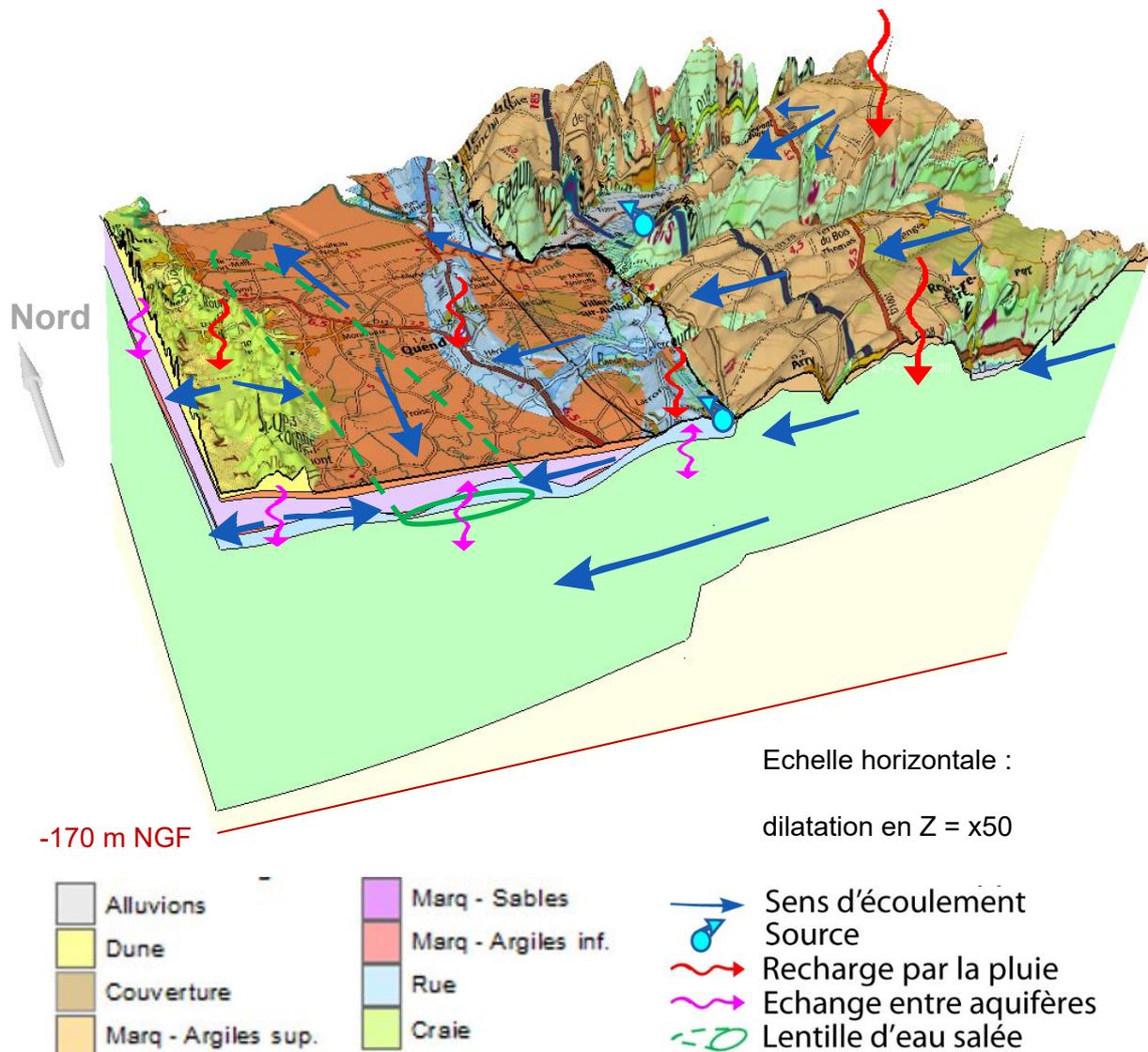


Figure 1 – Schéma conceptuel de l'hydrosystème du Marquenterre. © BRGM

Au droit du plateau crayeux, la nappe de la craie est libre sous les plateaux et les coteaux. Au sein des vallées humides, les nappes de la craie et des alluvions anciennes sont en continuité et sont considérées comme captives, les alluvions récentes, argileuses et tourbeuses, constituant un écran imperméable. Concernant les relations entre eaux souterraines et superficielles, les marais et sources des vallées du Ponthieu correspondent à des résurgences de la nappe de la craie (Figure 2).

Les niveaux des eaux souterraines et des eaux superficielles demeurent généralement en équilibre, les cours d'eau constituant un niveau de drainage. L'altitude des nappes alluviales ainsi que des marais associés peut cependant se retrouver supérieure à celle des rivières, notamment suite à des épisodes pluvieux en période de vidange. Cette situation démontrée en vallée de la Maye à Arry s'explique par la présence d'une nappe très inertielle sur la partie amont du bassin qui n'est plus alimentée par les pluies en période estivale, d'une couverture limono-sableuse très infiltrante sur la partie aval du bassin et d'une pluviométrie moins importante vers l'est.

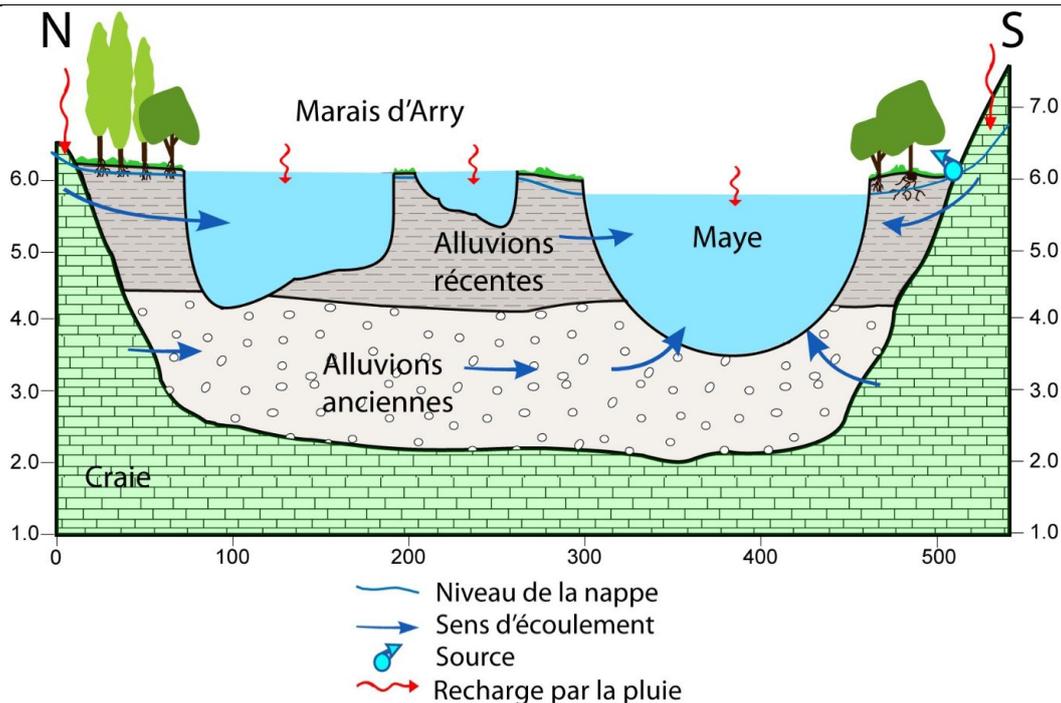


Figure 2 – Relations entre les eaux souterraines et les zones humides dans les vallées humides du Ponthieu © BRGM

A l'est de la plaine maritime du Marquenterre, la faille nord-sud a abaissé le compartiment crayeux ouest d'une dizaine de mètres, permettant la juxtaposition des aquifères de la craie en amont et des aquifères des formations graveleuses de Rue et des sables du Marquenterre en aval. Cette faille ne constitue pas un axe imperméable ou drainant et les aquifères sont en continuité latérale (Figures 3 et 4).

Au droit de la plaine maritime, les aquifères de la craie, des formations graveleuses de Rue, des sables du Marquenterre et des alluvions anciennes sont considérés comme étant en continuité hydraulique, en absence de véritables niveaux imperméables les isolant (Figures 3 et 4).

Au sein des marais arrière-littoraux, les argiles et tourbes supérieures du Marquenterre forment une surface continue peu perméable, mettant en captivité la nappe sous-jacente. Les relations entre les eaux souterraines, les cours d'eau et marais sont variables dans l'espace et dans le temps, en fonction de l'épaisseur de l'écran imperméable, de la profondeur des cours d'eau et marais et de la différence de niveaux entre la nappe et les eaux superficielles. Les outils physico-chimiques et isotopiques testés sur quelques marais arrière-littoraux et cours d'eau montrent que certaines eaux superficielles ont une composition chimique très proche de celle de la craie amont tandis que d'autres se rapprochent du pôle constitué par l'eau de pluie. Certains marais et cours d'eau semblent donc alimentés de façon principale soit par les eaux de la craie (Figure 3) soit par l'eau de pluie (Figure 4).

Enfin, la salinité des eaux souterraines, décelée en profondeur de la plaine maritime, est héritée des dernières transgressions flandriennes. Aucun biseau salé actuel n'a été mis en évidence, du fait notamment de la présence d'un dôme piézométrique à l'aplomb du massif dunaire.

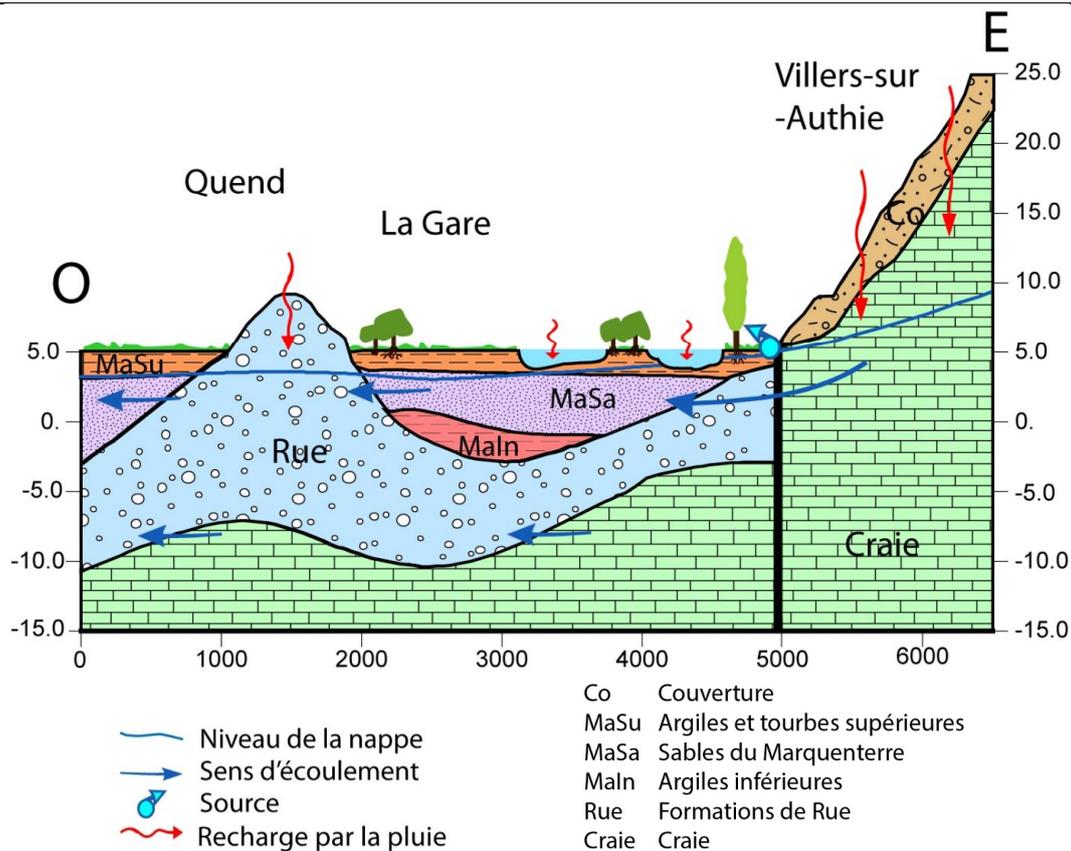


Figure 3 – Relations entre les eaux souterraines et les zones humides dans la plaine maritime du Marquenterre, au droit des marais de Quend et de Villers-sur-Authie. © BRGM

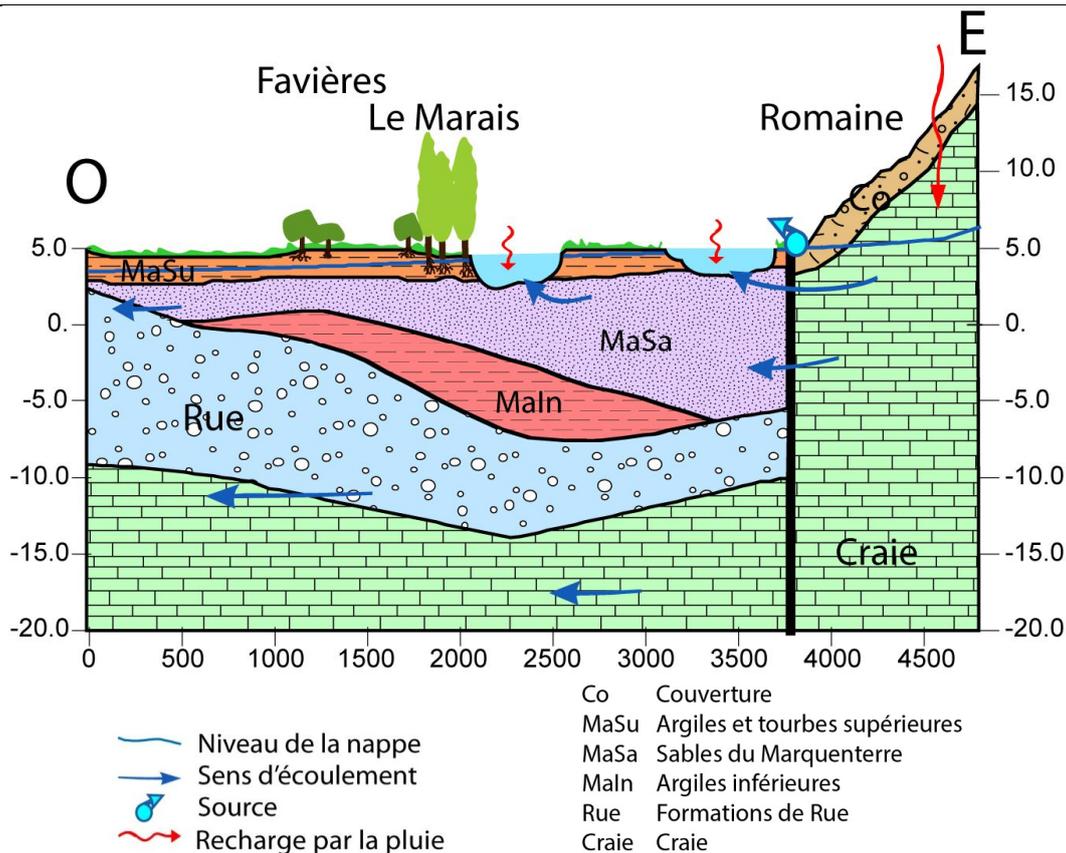


Figure 4 – Relations entre les eaux souterraines et les zones humides dans la plaine maritime du Marquenterre © BRGM

Une analyse des volumes prélevés dans les eaux souterraines met en évidence une influence des pompages pour l'eau potable et l'irrigation sur les niveaux de la nappe et des cours d'eau au droit du plateau du Ponthieu. Les prélèvements destinés à l'alimentation des mares ne sont pas négligeables et ont probablement une influence sur les niveaux des eaux souterraines et des marais associés. L'impact des prélèvements sur les niveaux ainsi que sur la modification des relations entre la nappe et les cours d'eau et marais restent néanmoins difficiles à quantifier.

Des hypothèses concernant l'impact des effets du changement climatique sur le fonctionnement de l'hydrosystème du Marquenterre sont également proposées. La complexité des relations entre la mer, les eaux superficielles et les nappes rend cependant complexe la définition de ces impacts sur l'hydrosystème du Marquenterre. Une modification des équilibres entre ces trois réservoirs ne peut pas être écartée, entraînant alors différentes conséquences : remontée de nappe, assèchement des marais, apparition d'un biseau salé, salinisation des sols et des eaux souterraines... Certains de ces effets auront pour conséquence la modification des écosystèmes associés et de la biodiversité au sein des marais arrière-littoraux.

Références bibliographiques

Bault V., Bourguin B., Cary L., Gourcy L., Korotchansky A., Winkel A. avec la collaboration de Decouchon E. et Linglin C. (2017) - Etude du fonctionnement global de l'hydrosystème du Marquenterre, en lien avec les marais arrière-littoraux. Rapport final. BRGM/RP-67430-FR, 282 p., 118 ill., 13 tabl., 10 ann., 1 CD.

Les sources littorales d'Yport (Seine Maritime) Exploitation de la ressource et vulnérabilité du bassin d'alimentation

Jean-Claude Roux ⁽¹⁾, Thierry Gaillard ⁽²⁾, Emmanuel Hauchard ⁽³⁾

(1) Ancien Hydrogéologue du BRGM – Président d'honneur du Comité Français d'Hydrogéologie
– 100 rue de la Somme 45160 Olivet j-clroux@wanadoo.fr

(2) Hydrogéologue CPCF-Horizon/49 av. Franklin Roosevelt 77210 Avon. tgillard@cpgf-horizon.fr

(3) Communauté de l'Agglomération Havraise (CODAH)/Laboratoire M2CUMR CNRS 6143,
département de géologie – Université de Rouen Emmanuel-Hauchard@agglo-havraise.fr

MOTS CLES : Craie, Karst, source littorale, captage.

RESUMÉ

Avec un débit de 1,8 à 2,6 m³/s, les « Fontaines d'Yport » sont les sources les plus importantes du littoral crayeux en France. Les premières cartes piézométriques ont montré l'importante différence de superficie entre les bassins topographique (18 km²) et hydrogéologique (90 km²). Ses limites ont été confirmées par plusieurs traçages qui ont mis en évidence des vitesses d'écoulement de 120 à 200 m/h, sur des distances de 10 km. Les campagnes de reconnaissance engagées par la ville du Havre ont abouti à la découverte d'un conduit karstique de 2 m de hauteur dans la craie du Turonien à 1,5 km de la côte à une cote inférieure au niveau de la mer. Le premier forage de reconnaissance a produit 850 m³/h, et le puits de captage définitif 2 200 m³/h sans intrusion d'eau salée. La qualité physico-chimique est bonne, sans chlorures, mais avec des pics de turbidité liés aux épisodes pluvieux. Sur ces bases, de grands périmètres de protection rapproché et éloigné ont été mis en place et une première DUP a été prise en 1985. En 1998 le forage d'exploitation de la CODAH a été mis en service pour l'alimentation en eau potable de l'agglomération havraise, à raison de 11 000 m³/j. Mais des essais ont montré que la productivité pouvait atteindre 100 000 m³/j si nécessaire. Depuis cette date, de nombreuses études ont été réalisées par la CODAH dans le cadre de « l'étude BAC ». Elles ont mis en évidence l'existence de centaines de « bétoires », des vitesses de transit de 250 à 400 m/h, et une superficie totale du bassin d'alimentation de 230 km². Un traçage dans la rivière de Bolbec distante de 28 km a été restitué à Yport, avec une vitesse de transit de 400 m/h. On est en présence d'une capture souterraine de bassin puisque ceux-ci sont visiblement séparés par une crête piézométrique. Cette relation s'explique par le passage de la faille Lillebonne-Fécamp et la présence d'une large zone

de fracturation qui la borde. Un autre traçage dans un gouffre situé à l'aplomb de la faille principale au nord de Bolbec, est réapparu avec une vitesse record de 446 m/h et une restitution de 50%. Les « Fontaines d'Yport » sont les seules sources littorales captées en France. Leur potentiel est considérable, mais la grande vulnérabilité de la ressource nécessite des mesures de protection exceptionnelles.

LA RESSOURCE EN EAU DE LA CRAIE EN HAUTE-NORMANDIE

Spécificité du réservoir crayeux haut normand

Les ressources en eau potable de Haute Normandie proviennent essentiellement du réservoir crayeux du Crétacé supérieur. Ce réservoir, outre une porosité matricielle et fissurale, est affecté par le développement de vides karstiques qui sont alimentés par des pertes d'eaux superficielles diffusées ou ponctuelles : les bétoires.

Dans ce contexte hydrogéologique particulier, plusieurs agglomérations sont alimentées par des sources dont l'alimentation karstique a été démontrée par traçages. Le long du littoral de la Manche, la craie forme des falaises abruptes et la nappe de la craie se vidange alors dans la mer par le biais de petites résurgences que l'on peut découvrir perchées dans la falaise ou dans les cordons de galets.

Mais, de par leur débit exceptionnel, les « Fontaines d'Yport » constituent les sources les plus importantes du littoral crayeux du Nord, de Picardie et de Normandie. Elles se répartissent en trois groupes sur le platier.

Des prises de vues aériennes nocturnes, par thermographie (IGN, 1971) ont permis de localiser la totalité des sources d'eau douce sur le platier, et de vérifier l'absence d'émergences plus au large.



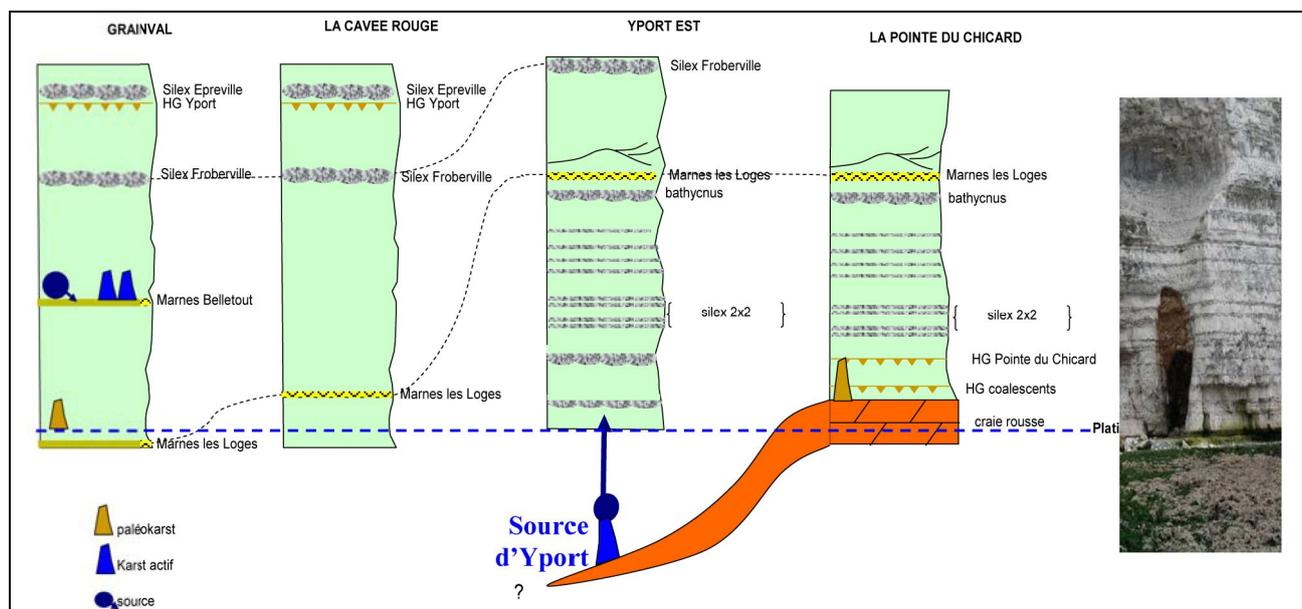
Localisation d'Yport, entre Etretat et Fécamp (Géoportail)

Les « Fontaines d'Yport » avec un débit total de 1,8 à 2,6 m³/s sont les secondes du littoral français de la Manche, après les résurgences de l'Aure à Port-en-Bessin (Calvados).

Données lithostratigraphiques

La craie présente des faciès relativement monotones en foration et difficiles à différencier, la présence de silex étant souvent le seul indice du passage d'un étage à un autre. Le littoral normand entre Etretat et Fécamp offre néanmoins un remarquable observatoire de la lithostratigraphie de la craie du pays de Caux. Au Royaume Uni, la stratigraphie de la craie a fait l'objet d'une synthèse en 2001, fondée sur la stratigraphie événementielle. L'intérêt de cette approche pour les hydrogéologues réside dans l'identification des séquences de craie sur le terrain, ne nécessitant pas la détermination des foraminifères, et fondé sur des repères stratigraphiques dont l'extension couvre probablement le bassin anglo-parisien selon l'organisation de faciès proximaux ou distaux.

De part et d'autre de la vallée de Yport, plusieurs niveaux repères sont ainsi identifiables. A la base, un niveau de craie rouge, sableuse, constitue la base de la pointe de Chicard. Une série de hard ground coalescents, ci dénommé hard ground de la pointe du Chicard, surmonte la craie sableuse et est lui-même surmonté par un hard ground bien marqué et isolé marquant le passage au Coniacien. Deux doubles lits de silex (Hoyez,2008) sont identifiables sur le tiers inférieur de la masse crayeuse. Au milieu de la falaise, deux autres niveaux repères se distinguent : le niveau à silex bathyncnus et un joint de craie marneuse se délitant en plaquette, très bien marqué entre Yport et Fécamp.



Karst et stratigraphie de la Craie de la baie de Criqueboeuf (T.Gaillard,2012)

Données structurales

À la limite entre les blocs cadomien et rhéno-hercynien, le Pays de Caux est plus particulièrement affecté par trois familles de fractures : une famille de direction N150-160 et N120-130 (origine armoricaine), une famille de direction N30-N50 (origine varisque), et une famille de direction N90-N100 (Hauchard,Laignel,2008).

L'étude de la fréquence d'apparition des groupes de direction, relevés sur 274 alignements identifiés confirment le rôle des directions tectoniques majeures :

16,42 % orientés N32° à N44°, conforme à la direction N40 relevé sur le platier,

10,95 % orientés N48° à N60°,

14,96 % orientés N89° à N100°, conforme à la direction N90 relevé sur le platier,

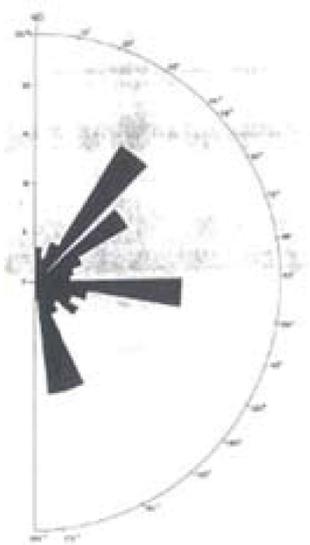
11,3 % orientés N154° à N173°, conforme à la direction N140 relevé sur le platier.

Deux failles importantes : faille de Lillebonne-Fécamp (la plus connue) et faille du Moulins-Yport plus à l'ouest de directions moyennes SSE – NNO, traversent le Pays de Caux de la vallée de la Seine à la Manche. Ces accidents déterminent une zone synclinale (ou fosse d'effondrement) et créent, de part et d'autre, des zones de sensibilité à la fracturation.

Fonctionnement de l'hydrosystème

La formation des karsts du Pays de Caux doit son origine à la fois à des facteurs structuraux (relèvement du bloc du Pays de Caux) et à des facteurs stratigraphiques. Dans ce contexte, les émergences d'Yport se démarquent des autres sources du littoral, à la fois par leur position topographique et leurs débits.

En effet, du point de vue structural, le karst d'Yport montre une très nette influence des directions tectoniques majeures tant au niveau de l'orientation du boyau karstique (Cf. synclinal N120/130) que de la fissure observée au droit des émergences (N120/130). Cette direction majeure se retrouve dans les traçages (cf. § 3.3). Par ailleurs, le niveau de craie sableuse indurée semble lui aussi jouer un rôle dans la mise en place du karst en limitant la karstification en profondeur. Il supporte vraisemblablement au moins localement, le karst d'Yport. De nombreuses cavités s'appuient sur ce niveau très dur à la pointe du Chicard. Enfin, le niveau marneux joue un rôle majeur malgré sa faible épaisseur en soutenant un épikarst dont les émergences perchées s'étalent le long de la falaise de Grainval plus à l'est.



Relevé des directions des linéaments



Déversoir des sources (J.C.Roux, 1967)

LE CAPTAGE DES SOURCES D'YPORT

Historique de la recherche du karst

Au début des années 1960, les besoins en eau potable de l'agglomération havraise étaient entièrement couverts à partir de ressources souterraines (les sources de Saint-Laurent-de-Brévedent, les sources de Rouelles, et les sources et forages de Radicatel). Bien que ces différents captages permettaient de satisfaire les besoins en eau, les services techniques de la ville du Havre, avant même la mise en service des forages de Radicatel, se préoccupaient, dans un souci de sécurité, de rechercher des ressources complémentaires, et s'intéressaient aux sources d'Yport.

La ville fait alors construire des murets et des déversoirs autour des deux principaux groupes d'émergences d'Yport, afin d'en mesurer leurs débits. L'idée première était de capter le conduit karstique à l'intérieur de la falaise, afin d'une part, de le protéger des assauts de la mer et des éboulements, et d'autre part de pouvoir pomper à marée haute si nécessaire.

En 1964-1965, un puits est creusé dans la falaise, sous le contrôle du BRGM, à partir de la galerie d'amenée de la conduite d'eau du captage d'Yport, pour tenter de recouper les conduits karstiques. Une fissure bourrée d'argile est mise en évidence dans un plan de diaclase, mais le conduit actif n'est pas rencontré. Des sondages légers exécutés sur la plage ne donnent pas davantage de résultats.

Une reconnaissance par plongée effectuée dans le captage d'Yport par le BRGM en août 1967 confirme l'existence d'un conduit s'enfonçant sous la falaise avec une pente de 30°, mais pénétrable sur seulement 10 à 12 mètres, car obstrué au-delà.

On remarque que la superficie du bassin topographique est de 18 km², alors que le débit total des sources mesuré aux déversoirs est compris entre 600 et 1 500 l/s. En comparant avec les débits spécifiques moyens des rivières du Pays de Caux, le bassin souterrain doit être beaucoup plus étendu.

Une première carte piézométrique démontre alors que la superficie du bassin hydrogéologique est de l'ordre de 90 km² (BRGM, 1968).

À partir de 1969, de nouvelles recherches sont confiées par la ville du Havre à BURGÉAP dans le bassin d'Étretat, plus proche du Havre. Six forages sont réalisés dans l'axe de la vallée sèche principale, mais les résultats sont médiocres avec des débits de 1 à 30 m³/h par ouvrage, et une moyenne de 7 m³/h.

En 1970, les recherches s'orientèrent donc de nouveau vers le bassin d'Yport. Un premier forage exécuté au sud du bourg, dans une vallée sèche secondaire, donne un excellent résultat avec un débit de 190 m³/h pour un rabattement de 0,30 mètre. Une campagne de géophysique réalisée dans la vallée sèche principale et certaines vallées adjacentes, aboutit à l'implantation de trois nouveaux forages. Elle permet de localiser des anomalies conductrices pouvant correspondre à des zones de fissuration de la craie. Les débits obtenus étaient compris entre 85 et 275 m³/h (Archambault, 1978).

Le forage S, au lieu-dit « le Bois de la Vierge » donne d'excellents résultats avec un débit de 275 m³/h pour 0,05 m de rabattement. L'année suivante, un nouveau pompage d'essai sur cet ouvrage mettait en évidence un débit potentiel de 850 m³/h (limite d'évacuation des eaux d'exhaure) pour 0,33 mètre de dénivellation stabilisée, et un pompage de courte durée à 1 100 m³/h, n'entraînait qu'un rabattement de 0,90 mètre. L'eau était de bonne qualité physico-chimique et ne montrait aucune trace de contamination par l'eau de mer. Le secteur d'Yport apparaissait donc comme extrêmement favorable, et susceptible de produire une part importante des besoins futurs de la ville du Havre estimés à 50 000 m³/j.

Cependant, pour tenter une nouvelle fois de se rapprocher du Havre, une seconde campagne de forages de reconnaissance fut lancée dans les vallées d'Étretat, après une campagne complémentaire de géophysique. Mais aucun des 6 forages exécutés n'ayant donné de résultat positif, les travaux reprirent définitivement dans la vallée d'Yport. De janvier à mai 1974, des pompages par paliers de débits croissants d'une durée totale de 79 jours, effectués sur un puits d'essai, permettent de prélever jusqu'à 2 200 m³/h (52 800 m³/j) pour une dénivellation de l'ordre de 2 mètres, le pompage n'étant limité que par la capacité d'évacuation des eaux d'exhaure.

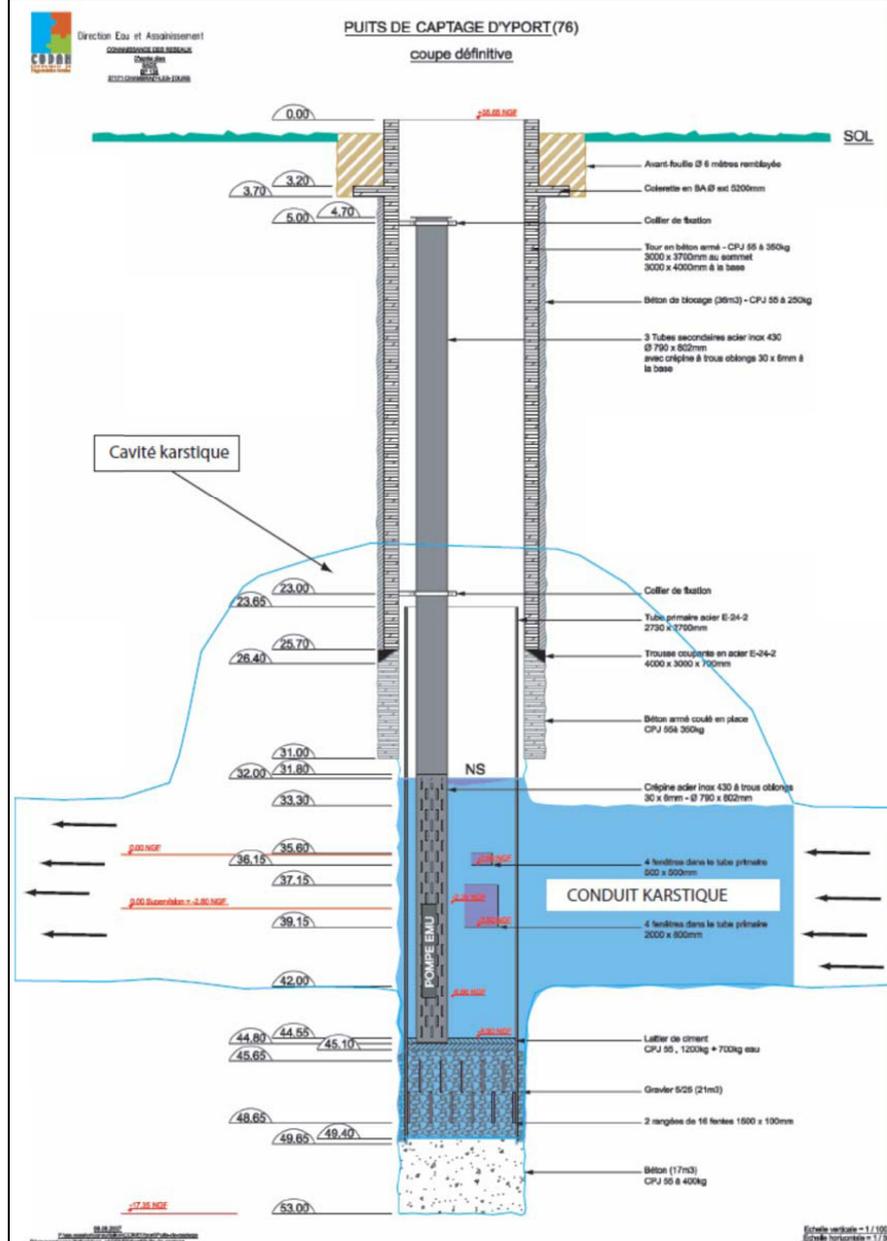
Caractéristique du puits du « Bois de la Vierge »

Le puits d'exploitation du Bois de la Vierge a rencontré un vide karstique de près de 6 mètres de hauteur. Le plan de tubage a dû être adapté aux risques géotechniques d'effondrement. Le forage avec parois en béton a été mis en place au centre de cette cavité. Il descend à une dizaine de mètres sous la base du conduit karstique. La base du forage a été remplie de béton sur 4 mètres puis 6 mètres de graves permettent d'arriver à la base du conduit karstique, le tout étant recouvert d'un laitier de ciment. Au niveau du conduit karstique quatre ajutages dans la paroi bétonnée de 0,5 m x 0,5 m et quatre ajutages de 0,8 m x 2 m ont été réalisés afin de permettre le passage dans le cuvelage.

À l'intérieur de ce cuvelage trois tubes acier inox ont été mis en place et se terminent par une partie crépinée au niveau du conduit. A partir du premier puits de captage, le karst a été exploré par les plongeurs spéléo de Paris. Il est composé de deux chambres et d'un boyau sur 130 mètres. La base du conduit karstique étant à la cote - 6 NGF, le karst se trouve en position de drainage de tout le massif crayeux.

Trois pompes d'une capacité de 650 m³/h à 85 m de HMT ont été installées. Ces pompes fonctionnent avec des variateurs de fréquence. Elles sont toutefois principalement utilisées à débit fixe. Il existe également un dispositif anti coups bélier en cas de refoulement lors des séquences marche/arrêt. En temps normal, deux pompes fonctionnent en permanence et une est utilisée en secours.

Le forage et l'usine de traitement des eaux d'Yport ont été réalisés en 1993-1994. Toutefois la mise en œuvre opérationnelle ne s'est faite qu'en 1998 après la réalisation du réservoir de stockage des eaux intermédiaires entre l'usine de production et la ville du Havre.



Coupe technique du puits de captage d'Yport (CODAH)

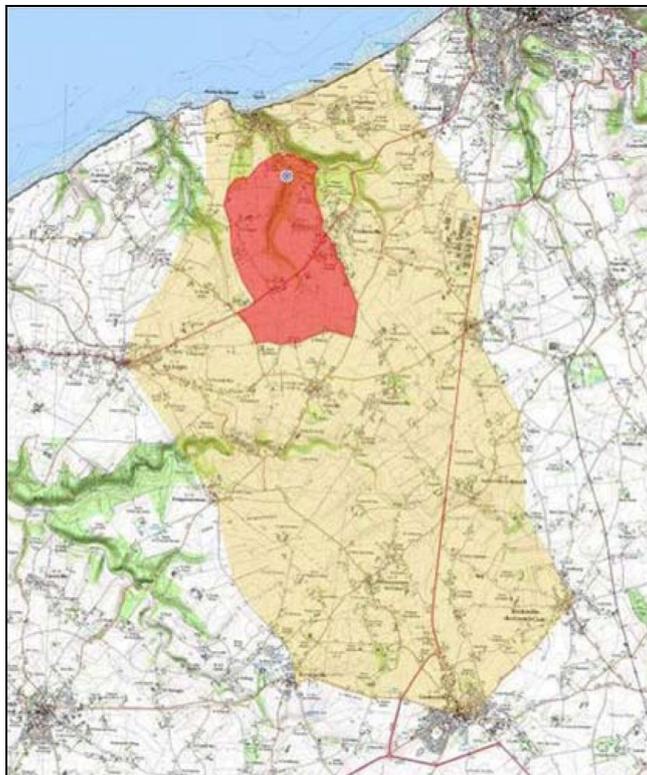
Périmètres de protection du captage

Il est apparu dès les premières études (cf. § 2.1) que le bassin topographique des sources d'Yport ne pouvait pas expliquer l'importance des débits des émergences étant donné sa superficie. La carte piézométrique met en évidence que le bassin hydrogéologique des sources d'Yport capture la vailleuse d'Étretat, et couvre 90 km². En février 1973, un traçage effectué dans le forage par le BRGM confirme sa relation avec les « Fontaines d'Yport » distantes de 1 500 mètres, avec une vitesse d'écoulement de 260 à 290 m/h.

Entre 1974 et 1977, des traçages qualitatifs à la fluorescéine à partir de pertes ou bétoires de l'arrière pays (Gerville, Goderville, Bretteville-du-Grand Caux) confirment l'extension du bassin d'alimentation souterrain des Sources d'Yport et la capture du bassin d'Étretat, avec des vitesses moyennes d'écoulement de 120 à 200 m/h sur des distances allant parfois jusqu'à 10 kilomètres.

Sur la base de ces études ainsi que d'une première carte de vulnérabilité, deux périmètres de protection, rapproché et éloigné, et leurs servitudes ont été définis par les hydrogéologues agréés, en 1982, puis institués en 1985 pour un prélèvement de 50 000 m³/j.

Ils sont destinés à couvrir l'ensemble du bassin d'alimentation du captage, connu à cette date.



Périmètres de protection actuels de la ressource

ACTUALISATION DES CONNAISSANCES

Le classement Grenelle du forage d'Yport a motivé la réactualisation des connaissances hydrogéologiques acquises dans les années 1970-1980.

De nouvelles cartes piézométriques, plus détaillées, ont été établies. Une carte du BRGM de 2011 basée sur la moyenne des niveaux d'eau, Basses eaux 2006/Hautes eaux 1992, a été jugée la plus représentative. Elle délimite un bassin d'alimentation de 188 km².

Toutes les cartes, réalisées depuis 1970, mettent bien en évidence un couloir de drainage, orienté sensiblement Sud-Nord, ou Sud – Sud-Ouest – Nord – Nord-Ouest, aboutissant aux sources d'Yport.

Sur les bases des limites de ce bassin, des nouveaux traçages ont été réalisés (Houquetot, Milleville, Ecrainville, Bretteville, Saussezemare, Fouguesemare, Epreville). Tous sont positifs et indiquent que les vitesses de transfert vers le captage d'Yport sont comprises entre 150 et 400 m/h.

Ces relations sont unidirectionnelles.

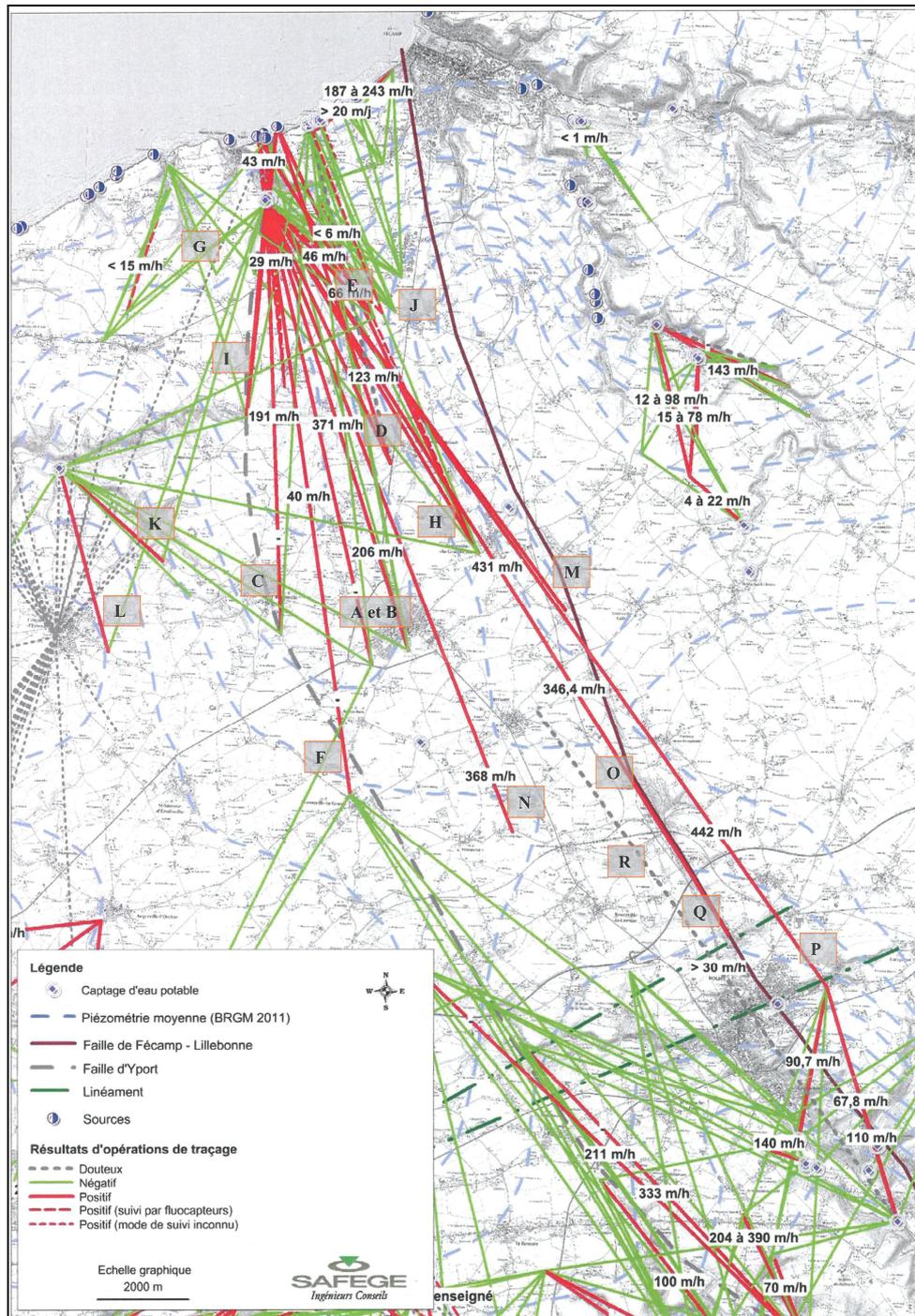
Deux autres traçages à Nointot (346 m/h) et Bolbec (442 m/h), mettent encore en évidence une extension du bassin d'alimentation vers le Sud-Est, au-delà de la crête piézométrique.

On remarque également que l'ensemble du réseau de drainage est bien structuré et mature puisqu'en dépit de la dispersion des points d'engouffrement sur l'ensemble du bassin d'alimentation la circulation souterraine converge vers le drain principal intercepté par le forage. Cette caractéristique rend ce dernier particulièrement vulnérable aux pollutions ponctuelles.

En mai 2012, une pollution de N-Nitromorpholine (NMOR), d'origine industrielle, contamine la rivière de Bolbec, affluent de rive gauche de la vallée du Commerce. Elle est détectée en faibles traces sur le captage d'Yport.

Un traçage dans le cours d'eau met en évidence sa relation avec le captage d'Yport, avec une vitesse de transit de plus de 400 m/h.

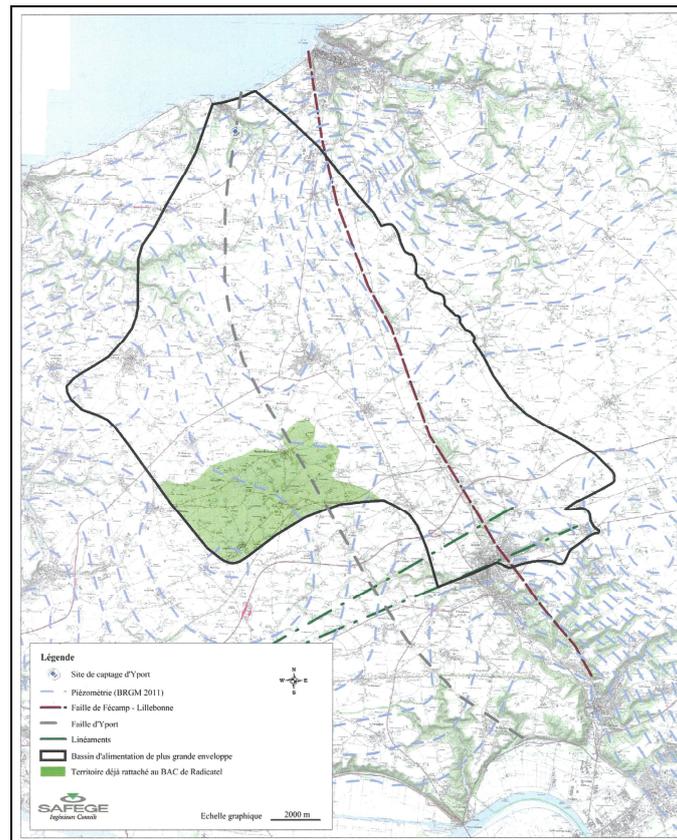
Enfin, fin 2012, un traçage a été effectué depuis une perte, à Mirville, près de Bolbec, située exactement sur le tracé de la faille Lillebonne-Fécamp. La vitesse observée était de 446 m/h avec un taux de restitution de 50 %, alors que depuis les pertes de la rivière de Bolbec, ce pourcentage n'était que de 1,6 %.



Résultat des opérations de traçages(SAFEGE,2013)



Restitution du traçage du Gouffre de Mirville (IDDEA,2012)



Bassin d'alimentation global du captage d'Yport et piézométrie (SAFEGE,2013)

Il en résulte que le bassin d'alimentation du forage de la CODAH doit donc prendre en compte également le haut bassin de la rivière du Commerce.

Les deux grandes failles du Pays de Caux jouent donc un rôle majeur dans le système hydrogéologique des « Fontaines d'Yport ».

Le fossé d'effondrement situé entre les deux, large de 5 km et long de 40 km, se comporte comme une gouttière.

La superposition du bassin continu déterminé par la piézométrie (188 km²) et du bassin discontinu, déterminé par les traçages (140 km²) révèle que la superficie globale du bassin d'alimentation des sources d'Yport serait de 230 km².

VULNÉRABILITE DE L' AQUIFÈRE –PRÉVENTION DES POLLUTIONS DU KARST

Les études hydrogéologiques ont démontré la grande extension et l'extrême vulnérabilité du bassin karstique

La plupart des thalwegs secs sont constellés de points d'engouffrement (bétoires) qui vont faciliter l'introduction dans le réseau karstique des écoulements de surface avec leur cortège de polluants. C'est la raison pour laquelle dans le cadre de l'étude de bassin d'alimentation de captage que mène actuellement la CODAH, le recensement des points d'engouffrement a été réalisé afin de compléter la connaissance des sources de pollutions ponctuelles potentielles ou existantes. En effet de nombreux rejets de stations d'épurations, de lagunages ou encore de réseaux de gestion des eaux pluviales finissent dans ces bétoires. Par ailleurs plusieurs axes de circulation importants sillonnent le bassin d'alimentation et les déversements accidentels constituent une menace bien réelle.

Au moins 200 gouffres ou bétoires ont été recensés à la surface du bassin.

La CODAH a d'ores et déjà entrepris la réalisation de travaux pour protéger son forage en traitant par exemple des points d'engouffrements. Des massifs filtrants peuvent ainsi être mis en place au niveau de centaines de bétoires afin de favoriser la décantation et la filtration des eaux de ruissellement. Ponctuellement des ouvrages hydrauliques plus importants comme des ouvrages de rétention avec débourbeurs-déshuileurs peuvent également être réalisés.

Dans le cadre de la démarche « Grenelle », plusieurs difficultés ont été soulevées :

1. La première ayant trait à la méthodologie de la définition de la vulnérabilité en contexte de milieu à triple porosité ; une approche dissociant la matrice (fondée sur la piézométrie) et les circulations rapides (fondée sur le recensement des bétoires et les traçages) a abouti à l'élaboration de deux cartes de vulnérabilité différentes (Gaillard et Posiadol, 2013).

* La vulnérabilité matricielle peut expliquer l'évolution lente des teneurs en nitrates et la persistance de la déséthyl atrazine.

* La vulnérabilité karstique, à l'origine de l'introduction dans le karst de produits phytosanitaires liés au ruissellement (AMPA, atrazine non détectée depuis 2004).

2. La seconde est liée à la possibilité d'une contribution d'un ou deux niveaux perchés au-dessus des marnes (Shoreham et Belletout), partiellement recoupés par le retrait du trait de côte qui serait alors à l'origine des sources perchées de Grainval. Dans ce cas, le bassin matriciel s'étendrait latéralement tant vers l'Est que vers l'Ouest.

EXPLOITATION DE LA RESSOURCE EN EAU

Relation karst-niveau de base

La Manche constitue le niveau de base du karst. Le niveau de l'eau dans le forage est très bien corrélé avec celui du niveau de la Manche. La montée ou la descente du niveau d'eau dans le forage sont très légèrement décalées avec un léger retard par rapport au niveau de la mer. En outre le niveau de marnage dans le conduit est proportionnel au niveau de marnage de la mer. Ainsi à une variation du niveau de la mer de 3,5 m correspond une variation du niveau d'eau dans le forage de 2 mètres, tandis qu'à une variation du niveau de la mer de 7 m correspond une variation du niveau d'eau dans le forage de 3,5 m. Le niveau d'eau dans le forage ne descend jamais en dessous de 4,5 m NGF alors que la base du conduit karstique est à - 6 m NGF.

Qualité des eaux

La conductivité varie entre 413 et 595 $\mu\text{s}/\text{cm}$. Elle est tributaire des apports d'eau de surface dans le réseau karstique. Lors des épisodes pluvieux importants les eaux de surface moins chargées en minéraux font alors chuter cette conductivité tandis qu'on observe corrélativement une hausse de la turbidité.

En ce qui concerne la qualité physico-chimique des eaux, la température est constante avec une moyenne de 12,6°C, et le pH varie autour de 7,3. Les teneurs en ions Ca et Cl sont également très stables avec des moyennes respectives de 96,4 mg/l et 28 mg/l. Pour les chlorures, le maximum analysé à Yport est de 33,7 mg/l. Par comparaison, les taux maximum sur les deux autres ressources importantes de la CODAH (source de Saint-Laurent et de Radicatel) sont respectivement de 37,8 mg/l et de 27 mg/l, or ces deux bassins ne sont pas sur le littoral. Ce constat démontre l'absence de contamination saline malgré que les griffons du karst soient sous le niveau moyen de la Manche. L'exploitation du conduit karstique au débit de 1 100 m³/h et 11 000 m³//jour n'a jamais provoqué d'intrusion d'eau marine. La turbidité moyenne de l'eau est de 16 NTU mais des pics de 350 NTU sont survenus suite à des épisodes pluvieux exceptionnels (cf. § 5.3).

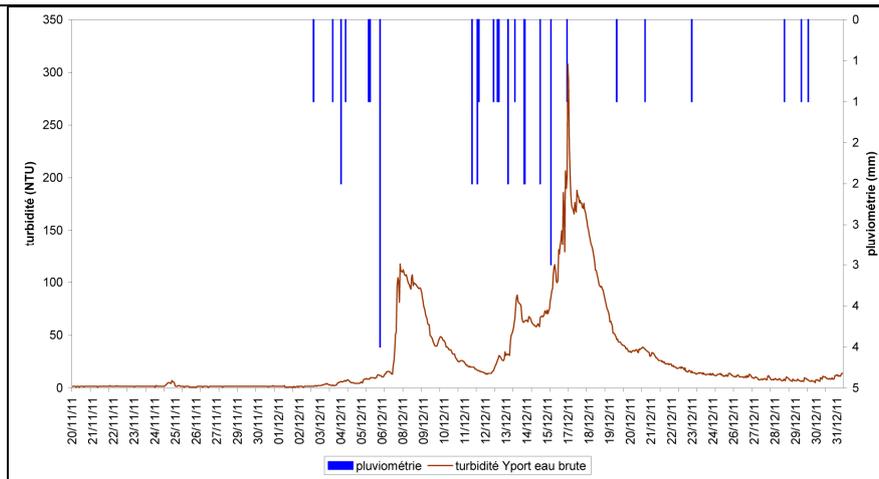
Les teneurs en nitrates semblent avoir légèrement augmenté (proches de 26 mg/l en 1978), mais restent stables sur la dernière décennie, avec une moyenne de 35,2 mg/l et des pointes approchant 40 mg/l. En ce qui concerne les pesticides (principalement Atrazine et Déséthyl Atrazine), ceux-ci sont présents en bruit de fond avec de rares dépassements ponctuels des normes autorisées. En revanche, on note la présence systématique de l'Aluminium (4 100 $\mu\text{g}/\text{l}$) et du Fer total (58 500 $\mu\text{g}/\text{l}$). Ce phénomène est naturel et lié à la minéralisation des Argiles. La présence de Trichloro-éthylène et de Tetrachloro-éthylène a été détectée par deux fois. Il s'agit certainement d'une pollution ponctuelle accidentelle d'une station d'épuration.

Transports solides dans le karst

La turbidité observée aux exutoires karstiques a deux origines potentielles : soit elle provient du transport direct depuis l'introduction d'eaux de ruissellement déjà chargées en particules, soit elle correspond à la remobilisation de dépôts intra-karstiques sous l'effet des transferts de pression (onde de crue dans le réseau). Les sources de sédiments mobilisables à l'origine de la turbidité sont : soit d'origine allochtone par rapport au karst dans ce cas elles proviennent de sédiments érodés sur les plateaux et engouffrés au niveau des bétoires (pertes) avec les eaux de ruissellement, soit autochtones et dans ce cas sont issues de stocks déjà présents dans le karst. Dans ce dernier cas les sédiments sont originaires soit de la surface et sont stockés pendant une certaine période dans le karst puis remobilisés sous certaines conditions hydrodynamiques, soit de résidus de l'altération de la craie.

L'exemple du mois de décembre 2011 illustre très bien ce mode de fonctionnement. Avec une pluviométrie exceptionnelle (186,4 mm contre 78,9 mm pour une normale) deux événements hydrologiques (l'un de 50,3 mm du 4 au 6 décembre et l'autre de 72,2 mm du 12 au 16 décembre) ont provoqué l'apparition de deux pics de turbidité au forage d'Yport (le premier de 117,34 NTU, le second de 307,8 NTU).

Après une phase de concentration des ruissellements en surface (sur les terres agricoles limoneuses des bassins versant laissées à nue en période hivernale) l'engouffrement se produit au niveau de plusieurs dizaines de bétoires situées dans les fonds de thalwegs secs en amont du captage (jusqu'à 10-12 km en amont) et les eaux turbides sont ensuite très rapidement transférées au niveau du conduit karstique principal comme en atteste la montée brutale des deux pics de turbidités. Les eaux sont traitées sur le site de production.



Relation pluie débit (pas de 1 h) novembre-décembre 2011 au forage du « Bois de la Vierge »

Le mode de traitement est le suivant (traitement de la turbidité et des pesticides) :

- Pour une turbidité < 15 NTU : injection en continu de charbon actif en poudre, injection de chlorure ferrique et de polymères. L'ensemble passe ensuite sur des filtres bicouches sable/anthracite. Enfin l'eau est désinfectée au chlore.
- Pour une turbidité > 15 NTU le traitement est globalement le même toutefois avant de passer sur les filtres l'eau va passer dans un décanteur circulaire avec injection de microsables facilitant la décantation. Dans ce dernier cas on récupère alors des boues qui sont ensuite envoyées sur des lagunes de séchage.

Les eaux arrivent *in fine* dans une bêche où elles sont reprises par trois pompes vers le réservoir intermédiaire. Au total le forage alimente 82 000 personnes.

BILAN ET PERSPECTIVES

Le système hydrogéologique des « Fontaines d'Yport » a fait l'objet d'un nombre d'études considérable depuis le début des années 1960. Ses sources littorales présentent la caractéristique de fournir une eau douce provenant d'un karst qui n'est pas soumis à des intrusions salines. Le karst est toujours en pression par rapport à la Manche et aucun phénomène d'intrusion par un réseau de diaclases ou des conduits émissifs plus profonds ne semblent compromettre son usage.

Le captage de ce karst à l'intérieur des terres a nécessité plus de 20 ans de recherches du conduit karstique. Sa localisation à l'intérieur des terres a nécessité la collaboration des hydrogéologues de plusieurs organismes et la ténacité remarquable du maître d'ouvrage.

Actuellement la CODAH exploite le captage à 11 000 m³/jour. La capacité totale de production est de 25 000 m³/jour. En raison de raccordement récent la production va monter à 15 000 m³/jour et pourrait à moyen terme passer à 20 000 m³/jour. La CODAH dispose d'une autorisation de prélèvement allant jusqu'à 50 000 m³/jour. À titre de comparaison, un pompage d'essai de longue durée a fourni une capacité potentielle de 100 000 m³/jour pour ce forage. À ce jour, il s'agit de la seule source littorale captée et exploitée pour la production d'eau potable en France.

Références bibliographiques

Roux J.-C, Bassompierre P., 1968 – Étude hydrogéologique des « Fontaines d'Yport » (Seine-Maritime), Rapp. BRGM 68 SGL 084 PNO.

Juignet P., Kennedy W.J., 1974 – Structures sédimentaires et mode d'accumulation de la craie du Turonien supérieur et du Sénonien du Pays de Caux, Bull. BRGM (deuxième série), section IV, n° 1, pp. 19-47

Lepiller M., 1975 – Le système karstique de Villequier (Seine-Maritime). Étude hydrogéologique, hydrochimique et sédimentologique d'une circulation souterraine typique du Crétacé supérieur normand – Bull. trim. Soc. Géol. Normandie – Amis mus. Havre, 62. pp. 51-85.

Roux JC, Artis H., Trémembert., 1977 – carte hydrogéologique du département de la Seine- Maritime ,in Atlas hydrogéologique de la Seine Maritime, éd. BRGM – 1981.

Archambault J., Delu R., Fougeirol D., 1978 – Recherche d'eau pour la ville du Havre dans les régions d'Étretat et d'Yport, colloque régional « Hydrogéologie de la craie du bassin de Paris », Rouen 25-26 mai 1978. Document du BRGM n° 1, pp. 1-4

Roux JC, Hole J.P., 1978 – Vulnérabilité aux pollutions du bassin hydrogéologique d'Yport (Seine-Maritime), rapport BRGM 78DSGN132PNO

Roux J.-C, Laubiès P., 1986 – Étude et procédure pour la mise en place des périmètres de protection du nouveau captage en eau potable de la ville du Havre à Yport (Seine-Maritime). Hydrogéologie n° 4, 1986, pp. 353-364.

Rodet J., 1992 – La Craie et ses karsts, Centre Normand d'Étude du Karst et des cavités du sous-sol (CNEK.)

Lacroix M., Rodet J., Wang N. et Dupont J.-P., 2000 – Origine des matières en suspension dans un système aquifère karstique : apports de la microgranulométrie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – series IIA – Earth and Planetary Science* 330 (5). 347-354 p.

Fournier M., Massei N., Balakowicz W., Dussart-Baptista L., Rodet J. et Dupont J., 2007 – Using turbidity dynamics and geochemical variability as a tool for understanding the behavior and vulnerability of a karst aquifer. *Hydrogeology Journal*. 15 (4), 689-704 p

SAFEGE, 2007 – Étude de la circulation karstique des eaux de ruissellement, pour le compte de la CODAH, rapports de phase 1,2 et 3.

Hoyez B., 2008 – Falaises du Pays de Caux, lithostratigraphie des craies Turono-Campaniennes, Publications des Universités de Rouen et du Havre

Hauchard E. et Laignel B., 2008 – Évolution morphotectonique de la marge nord-occidentale du Bassin de Paris, *Z. Geomorph. N.F.* 52 4 463-488 Berlin – Stuttgart December 2008

Gaillard T., Hauchard E., Roux J.-C., 2012 – Les « Fontaines d'Yport » (Seine-Maritime). Émergences majeures du littoral normand crayeux. Exploitation et vulnérabilité de la ressource en eau. Dix-huitièmes journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie de l'Association Internationale des Hydrogéologues. Ressources et gestion des aquifères littoraux, Cassis, 2012.

Gaillard T., Posiadol ,2013 – Étude du bassin d'alimentation du forage d'Yport. Délimitation du bassin d'alimentation et analyse de la vulnérabilité intrinsèque du bassin. Rapport SAFEGE 11 NRH 006.

Hauchard E., Bretot N., Pennequin D., David P.Y., 2014 – Un exemple de pollution industrielle à la N-nitrosomorpholine en milieu industriel karstique, Seine-Maritime France. « Géologues » n° 179, pp. 72-79.

SESSION 3

Aspects opérationnels : vulnérabilité, exploration et surveillance, protection, gestion de la ressource et des milieux humides associés

Posters

Etat des lieux et adaptation au changement climatique de l'aquifère karstique du Lias du Sais au Maroc

Amraoui Fouad

Université Hassan II Casablanca. Faculté des Sciences Ain Chock. Laboratoire des Géosciences
Appliquées à l'Ingénierie de l'Aménagement (GAIA). Equipe Hydrosociétés.
Km 8, route d'El Jadida. BP 5366 Maarif. Casablanca, Morocco. amraoui_f@hotmail.com

MOTS CLES : Aquifère karstique, changement climatique, gestion optimale

RESUME

Les aquifères karstiques constituent dans la Méditerranée une ressource en eau essentielle, parfois unique, tant pour l'eau potable que pour l'irrigation. C'est le cas de la nappe profonde du Lias qui a une grande extension géographique, couvrant le plateau carbonaté du Moyen Atlas et la plaine du Sais. Ce réservoir est très sollicité aussi bien pour l'alimentation domestique, mais aussi pour satisfaire les besoins en eau d'irrigation.

Le bilan de l'aquifère est largement déficitaire, ce qui a nécessité la mise en place d'un plan d'action visant une gestion quantitative et qualitative des ressources en eaux souterraines, qui est une nécessité et devient une urgence dans un contexte de changement climatique tendant dans la région vers l'aridification.

L'objet de ce travail est double : approche de l'état hydrodynamique actuel du réservoir profond du Lias en surexploitation, et définition des mesures d'adaptation, à travers la mise en place d'un nouveau mode de gouvernance, basé sur l'économie d'eau, la recharge artificielle, la réutilisation des eaux usées épurées et surtout sur la mobilisation de l'eau de surface à partir du nouveau barrage, pour soulager la nappe et permettre une reconstitution des réserves dans la durée.

INTRODUCTION

Le site d'étude est la plaine du Sais, localisée au nord du Maroc et couvrant une superficie de l'ordre de 2.100 km². C'est l'une des grandes régions agricoles du Maroc. Elle est le siège d'un aquifère profond karstique très sollicité, notamment pour l'alimentation en eau potable des deux grandes villes de Fès et de Meknès (100 millions de m³ de prélèvement pour une population de 2.5 millions d'habitants).

L'alimentation en eau de la nappe profonde est fournie en grande partie par le plateau carbonaté du Moyen Atlas situé au Sud (Figure 1). La nappe est reconnue et exploitée par des forages qui dans le Nord sont artésiens et très productifs.

Les sédiments qui s'y déposent constituent de bas en haut les formations suivantes : le socle paléozoïque composé de schistes, de grès et de quartzites ; le substratum triasique composé d'argiles rouges, de roches évaporitiques et de basaltes ; la formation du Lias, siège de la nappe profonde, est à matériel calcaire et dolomie ; les terrains miocènes sont composés d'une molasse datée du Burdigalien, puis d'une épaisse assise de marnes grises qui joue le rôle de couvercle imperméable pour la nappe profonde et de substratum pour la nappe superficielle ; enfin les terrains plio-quaternaires, siège de la nappe superficielle, sont composés de sables, de calcaires lacustres, de limons, de travertins et de basaltes.

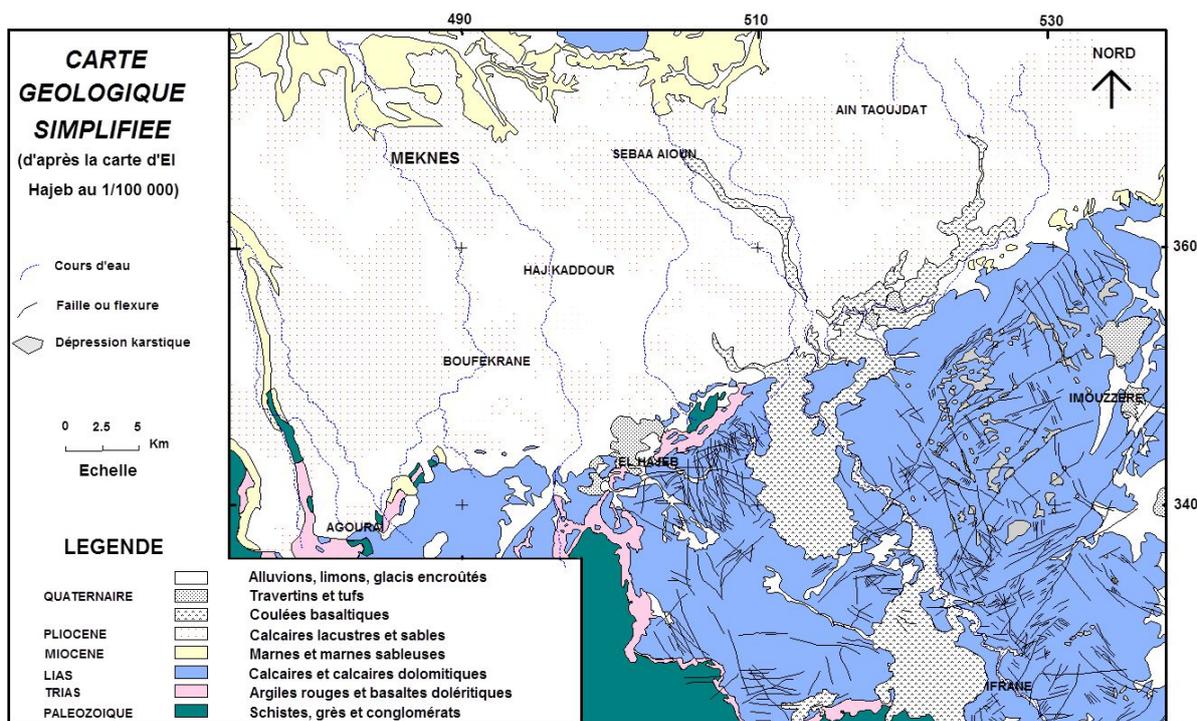


Figure 2 – Carte géologique simplifiée de la plaine du Saïs et du Causse Moyen Atlasique tabulaire

Certains forages profonds ont permis de dresser des coupes lithologiques synthétiques (Fig. 3) qui donnent une idée sur la géométrie du bassin du Saïs. Les coupes transversales Sud-Nord montrent un basculement des assises liasiques par failles normales à regard nord, une variation de l'épaisseur de l'aquifère suivant la position des panneaux et un épaissement régulier et rapide des formations marneuses vers le nord.

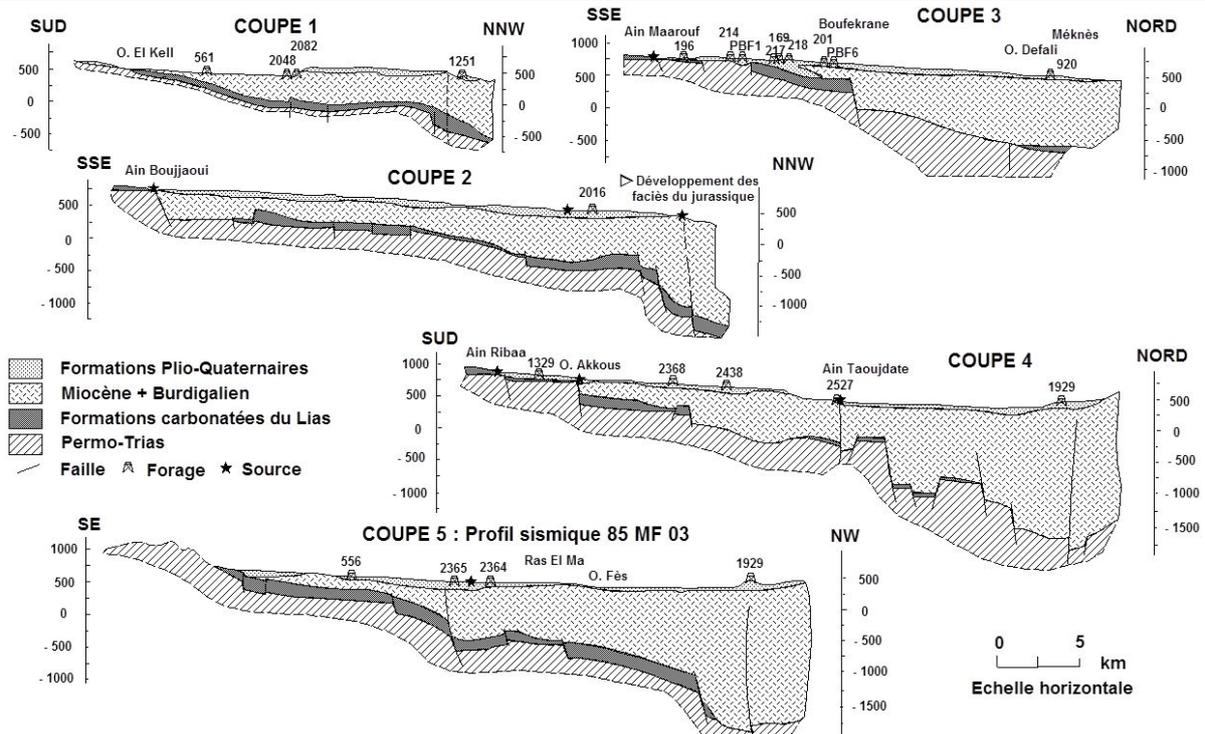


Figure 3 – Coupes lithologiques transversales à travers la plaine du Sais

ÉTAT ACTUEL DE LA NAPPE

Ouvrages d'exploitation

L'agence du bassin hydraulique du Sebou (ABHS) a recensé plus de 9000 points d'eau exploitant la nappe (Fig. 4), dont une majorité non autorisés. C'est l'équivalent de 4 forages par Km². En termes d'utilisation, l'agriculture prélèverait annuellement 225 Millions de m³, et l'eau potable 100 Mm³.

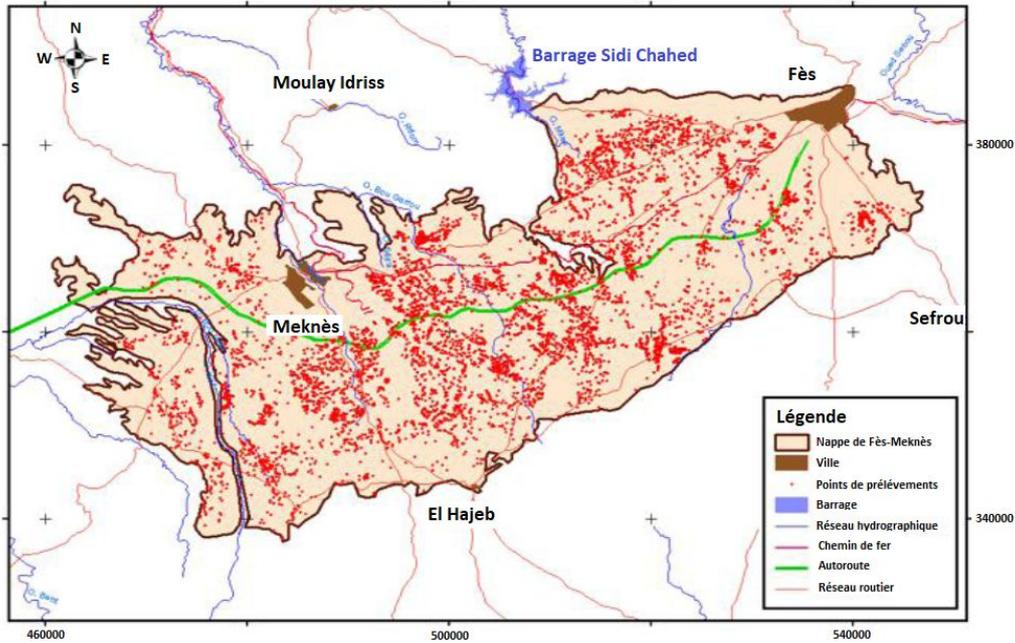


Figure 4 : Surexploitation : multiplicité des forages

Artésianisme

La nappe profonde du Lias est captive, l'épaississement de couche des marnes miocènes vers le nord la rend artésienne avec des pressions qui atteignent 15 bars à l'ouest de la ville de Fès. Cet artésianisme se réduit dans le temps telle que le montre la figure 5, où la pression des forages appartenant au champ captant de la ville de Fès, a baissé continuellement, avec une déprime moyenne de la nappe de 1.2 à 1.5 m/an.

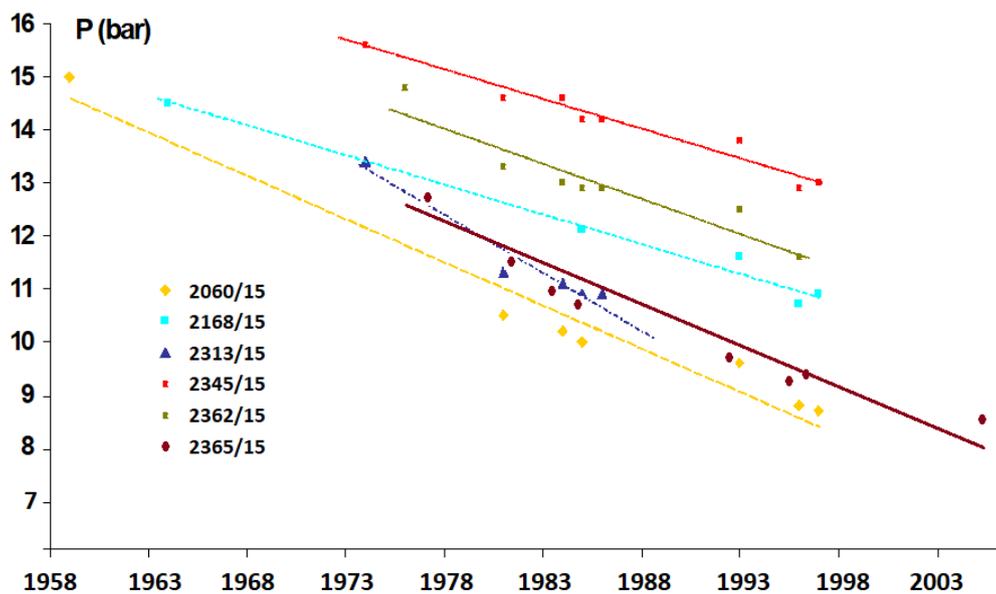


Figure 5 : Recul de l'Artésianisme

Historique piézométrique

Le piézomètre 290/22 contrôlant le champ captant de Meknès rend compte de l'évolution du niveau de la nappe profonde du Lias durant cinq décades (1968 et 2017). La figure 6 montre une pseudo-stabilisation du niveau jusqu'à 1980, puis une baisse continue avec des fluctuations saisonnières plus marquées. Lors d'épisodes exceptionnels de pluie telle que l'année 1996, la nappe se recharge bien et marque une remontée spectaculaire, qui se dissipe rapidement. Entre 1980 et 2017, la nappe affiche une baisse moyenne de 3 m/an.

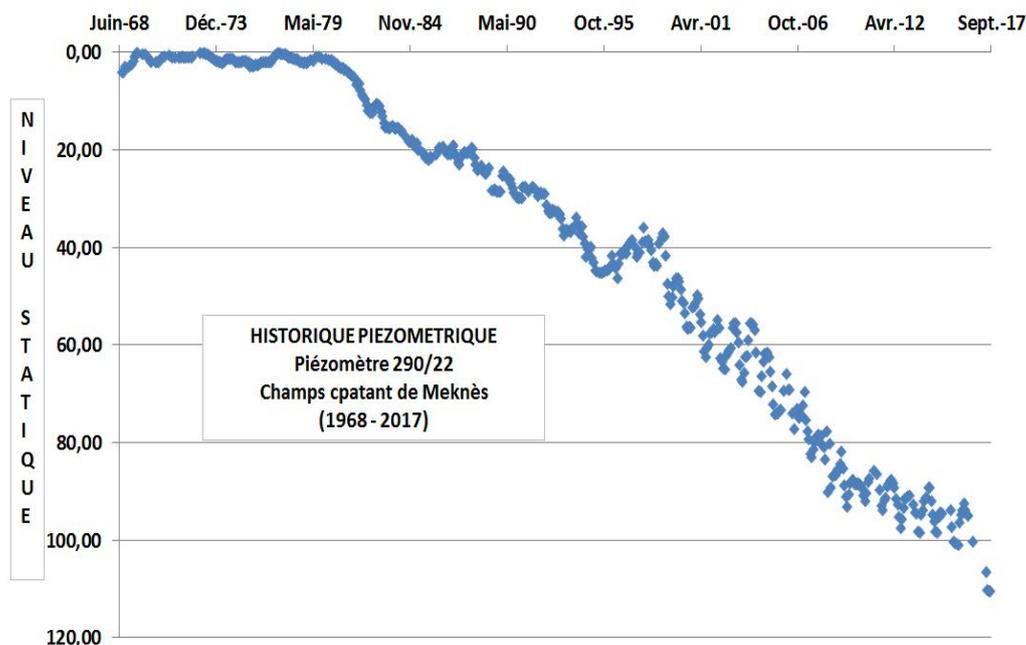


Figure 6 : Forte baisse du niveau de la nappe

Débits des sources

L'ensemble des sources du piedmont du Causse Moyen Atlasique traduit le même état de la nappe, à savoir une baisse du débit qui se réduit de presque le quart en 25 ans (Fig. 7). A l'échelle de toute la plaine du Sais, on dénombrait avant 1970 une centaine de sources pérennes. Ce nombre s'est réduit de moitié aujourd'hui, à cause de la forte sollicitation de la nappe couplé à l'effet du changement climatique qui a réduit les apports.

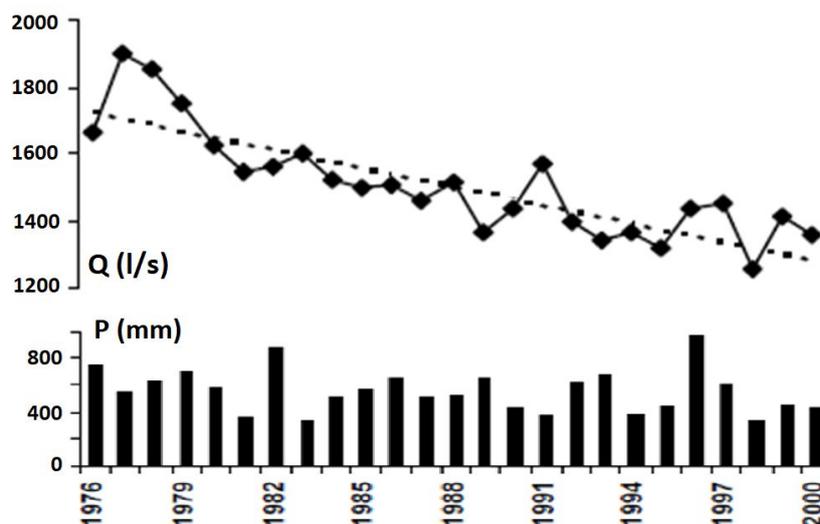


Figure 7 : Débit annuel des sources du complexe Ribaa-Bittit, couplé à la pluviométrie

Bilan de la nappe

L'Agence du bassin hydraulique du Sebou déclarait un bilan déficitaire de 100 Mm³ en 2010, qui devrait atteindre un déficit insoutenable de 267 Mm³ en 2030 selon un scénario de tendance. Le domaine agricole suivi de l'eau potable sont les principaux responsables de cet état des lieux.

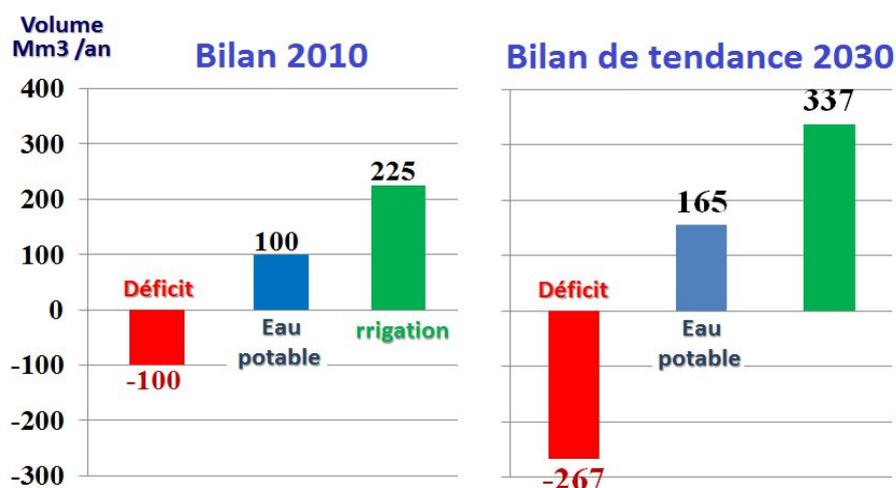


Figure 8 : Bilans comptables de la nappe profonde du Sais en 2010 et projection en 2030 (ABHS)

Simulation du dénoyage de la nappe

Selon un scénario de tendance, une simulation a été réalisée par l'Agence du Bassin Hydraulique en 2012, afin de mieux visualiser l'évolution de la dégradation de la nappe à l'horizon 2030 (Fig. 9). Il apparaît que le plateau de Meknès est le premier touché avec une vidange alarmante qui compromet toutes les activités économiques présentes et futures. Ceci induira des difficultés pour l'approvisionnement en eau potable, créera des tensions sociales et encouragera l'exode rurale. Ce document est également une preuve de

l'urgence de la mise en place d'une série de mesures correctives, afin de rétablir une situation d'équilibre entre les entrées et les sorties de ce système aquifère.

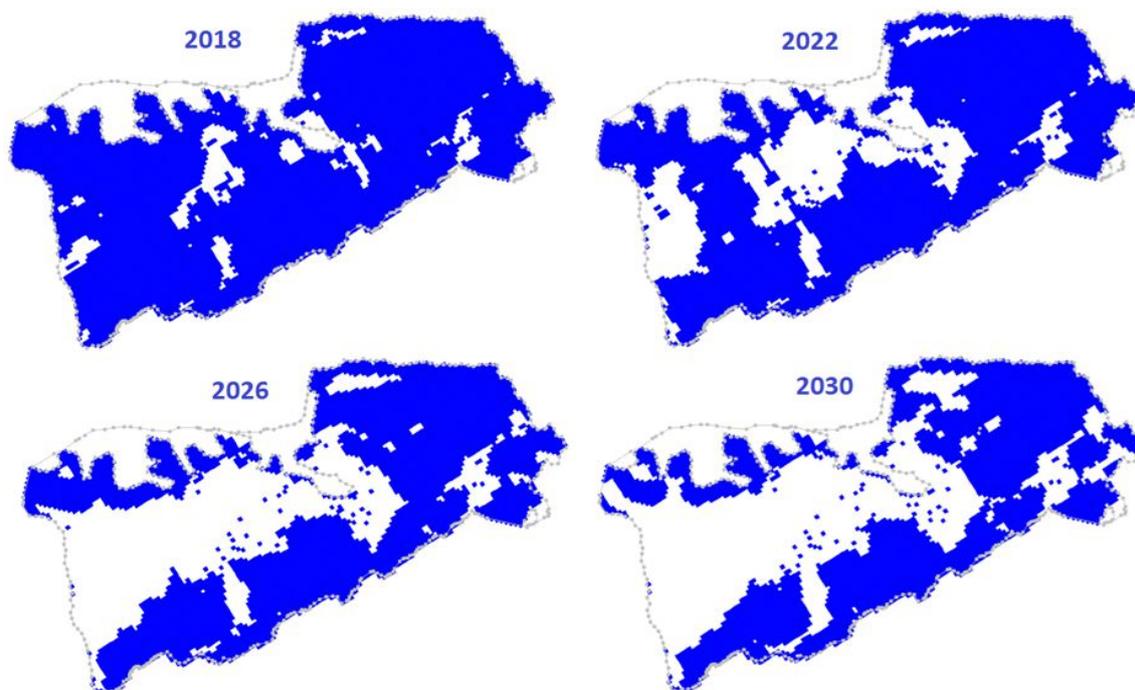


Figure 9 : Simulation du dénoyage de la nappe à l'horizon 2030 suivant un scénario de tendance (ABHS, 2012)

MESURES D'ADAPTATION – PLAN D'ACTION - BILAN DE VISION 2030

Le signal d'alarme étant enclenché, plusieurs mesures touchant différents volets, ont été prises pour oeuvrer vers une gestion optimale de la ressource en eau souterraine dans la plaine du Sais. Par ordre d'importance, ces mesures sont les suivantes :

Barrage M'dez

Les eaux de surface sont mises à contribution à travers la construction du nouveau barrage M'dez d'une capacité de 700 Mm³ (Fig. 10). Situé sur l'oued Sebou à 58 km au SE de la ville de Sefrou, la retenue qui sera prête dès le début de l'année 2019, assurera : l'accès à l'eau potable à la population de la région (100 Mm³/an), la protection contre les inondations à l'aval, la production de l'énergie ainsi que l'irrigation de plus de 40 000 Ha dans le Sais (125 Mm³/an).

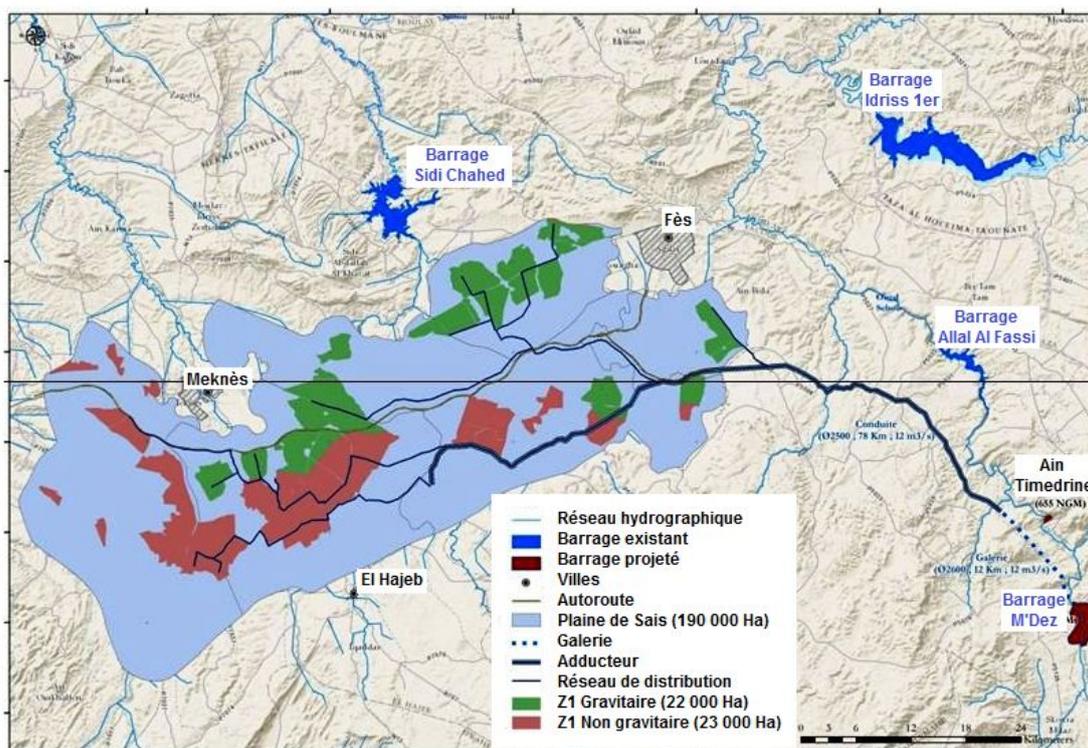


Figure 10 : Carte de situation des futurs périmètres agricoles irrigués à partir du barrage Mdez

Contrat de nappe

Mise en place un nouveau mode de gouvernance des eaux souterraines : contrat de nappe. C'est un accord technique et financier concerté de tous les acteurs de l'eau portant sur la protection qualitative et quantitative des eaux souterraines et la mise en place d'une politique de gestion durable de l'aquifère.

Plan d'action d'économie d'eau à l'horizon 2030

Il touche plusieurs volets, à savoir :

- ✓ **Reconversion au système de goutte à goutte** : permettra un gain de 36 Mm³/an. Des subventions étatiques sont mises en place, elles vont de 80 % du coût des installations à la gratuité pour les petits agriculteurs (< 5 hectares) ;
- ✓ **Réhabilitation des séguias** : le gain espéré est de 8 Mm³/an, à travers le curage et la lutte contre les fuites ;
- ✓ **Amélioration du taux de rendement des réseaux d'alimentation de l'eau potable** : un potentiel de 42 Mm³/an peut être gagné en détectant et réparant les fuites en production et en distribution ;
- ✓ **Recharge artificielle de la nappe** : en hiver un excès d'eau peut être mobilisé pour la recharge de l'aquifère. Un volume de 20 Mm³/an peut alimenter la nappe surtout dans la partie sud, et ceci soit à travers des bassins d'infiltration ou encore par injection forcée dans les forages là où les conditions hydrogéologiques s'y prêtent ;

- ✓ **Réutilisation des eaux usées épurées** : depuis la mise en place des stations de traitement des eaux usées des deux grandes villes de Fès et Meknès, mais aussi des autres agglomérations de la plaine, un volume de 10 Mm³/an pourra être réutilisé pour divers usages : industriel, arrosage des espaces verts, lavage, recharge de l'aquifère, voire d'irrigation agricole moyennant certains contrôles sanitaires.

Bilan 2030 selon le scénario de vision

La mise en pratique efficace des différentes mesures arrêtées par l'Agence du Bassin Hydraulique pourrait faire tendre à terme le bilan de la nappe vers l'équilibre. En effet, le recours aux eaux de surface, l'approche participative de tous les acteurs de l'eau à travers le contrat de nappe, l'efficacité dans l'utilisation, la recharge artificielle et la réutilisation des eaux usées, sont toutes des composantes qui pourraient contribuer à la sauvegarde des ressources en eau souterraine et par conséquent à la poursuite des programmes de développement de la région.

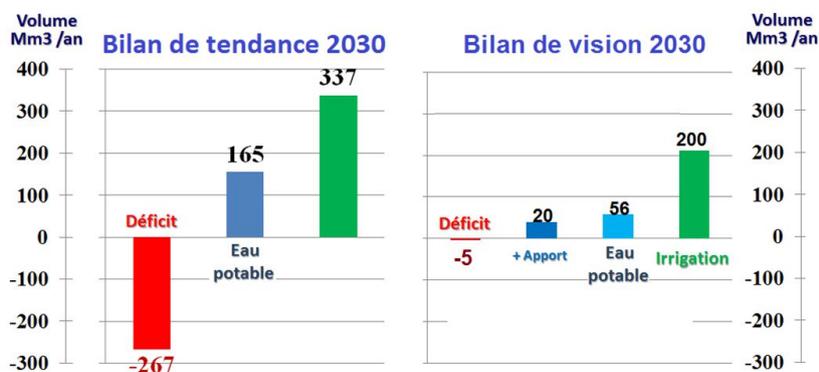


Figure 11 : Bilans de la nappe profonde du Saïs en 2030 selon les scénarios de tendance et de vision (ABHS)

CONCLUSION

Dans un contexte de changement climatique dont la tendance est à l'aridification dans la région, une gestion optimale et prospective, basée sur l'économie et la mobilisation de tous les types de ressources, est une bonne réponse pour accompagner le développement socio-économique et pour s'inscrire dans le concept de la durabilité.

Références bibliographiques

Amraoui F., (2005). Contribution à la connaissance des aquifères karstiques : Cas du Lias de la plaine du Saïs et du Causse Moyen Atlasique tabulaire. *Thèse d'Etat, Fac. Sci., Univ. Hassan II Aïn Chock, Casablanca, 237p.*

Ministère de l'Agriculture et de la Pêche Maritime. Agence pour le Développement Agricole., (2011). Projet d'Intégration du Changement Climatique dans la mise en œuvre du Plan Maroc Vert (PICCPMV). Etude Cadre de l'Impact Environnemental et Social. *Rapport inédit. 82 pages*

Institut Royal des Etudes Stratégiques (IRES). (2013). Changement climatique : impacts sur le Maroc et options d'adaptation globales. Second rapport stratégique de synthèse. *Rapport inédit. 56 pages*

22^{èmes} journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie
de l'Association Internationale des Hydrogéologues.
« Hydrogéologie de la craie » Le Havre, mai 2018

Ministère Délégué auprès du Ministre de l'Energie, des Mines de l'Eau et de l'Environnement, chargé de l'Environnement. (2016). Rapport de la 3^{ème} Communication Nationale du Maroc à la Convention Cadre des Nations Unies sur les Changements climatiques. *Rapport inédit. 285 pages*

Ministre de l'Energie, des Mines de l'Eau et de l'Environnement. Département de l'Eau. (2012). Politique de l'Eau au Maroc. *Rapport inédit 13 pages*

Karst de la craie : outil participatif pour améliorer la connaissance, la gestion et la protection de l'aquifère karstique de la craie de Normandie

DAVID P.-Y.⁽¹⁾, JALLAIS N.⁽¹⁾, PENNEQUIN D.⁽¹⁾

(1) BRGM, Mont-Saint-Aignan, France

py.david@brgm.fr

MOTS CLES : bétoires, traçages, karst

UNE BASE DE DONNEES PARTICIPATIVE

Le karst de la craie en Normandie peut engendrer en surface des zones d'effondrements naturels (les bétoires) (Figure 1) constituant des points d'engouffrement des eaux superficielles vers la nappe de la craie. Lors des épisodes pluvieux, les bétoires sont des vecteurs de transport préférentiel notamment de MES et de polluants type phytosanitaires issus des terres agricoles. Ces bétoires sont parfois également, de façon volontaire ou accidentelle, les exutoires de parcelles agricoles drainées, d'eaux routières, d'eaux usées traitées... Elles restituent ces pollutions à grande vitesse dans les drains karstiques et donc dans les captages d'eau potable qui les captent. En outre, elles évoluent dans le temps avec des capacités d'engouffrement qui varient et des bétoires qui se forment chaque année.



Figure 1 : exemple d'une bétoire ouverte le 04/11/2009 à Saint-Jouin-Bruneval (76)

La Région ex-Haute-Normandie, les Départements de l'Eure et de la Seine-Maritime en partenariat avec l'Agence de l'Eau Seine Normandie et le BRGM se sont associés, afin de créer une base de données recensant les informations liées aux phénomènes karstiques de l'aquifère de la craie en

Normandie. Cette base de données recense l'exokarst (bétoires), les sources karstiques et les circulations souterraines karstiques mises en évidence par traçage.

Au terme de 4 années de travail de consultation des fonds d'archives, cet inventaire a permis la bancarisation de près de 15 000 bétoires (Figure 2) et 2425 circulations souterraines testées par traçage (Figure 3).

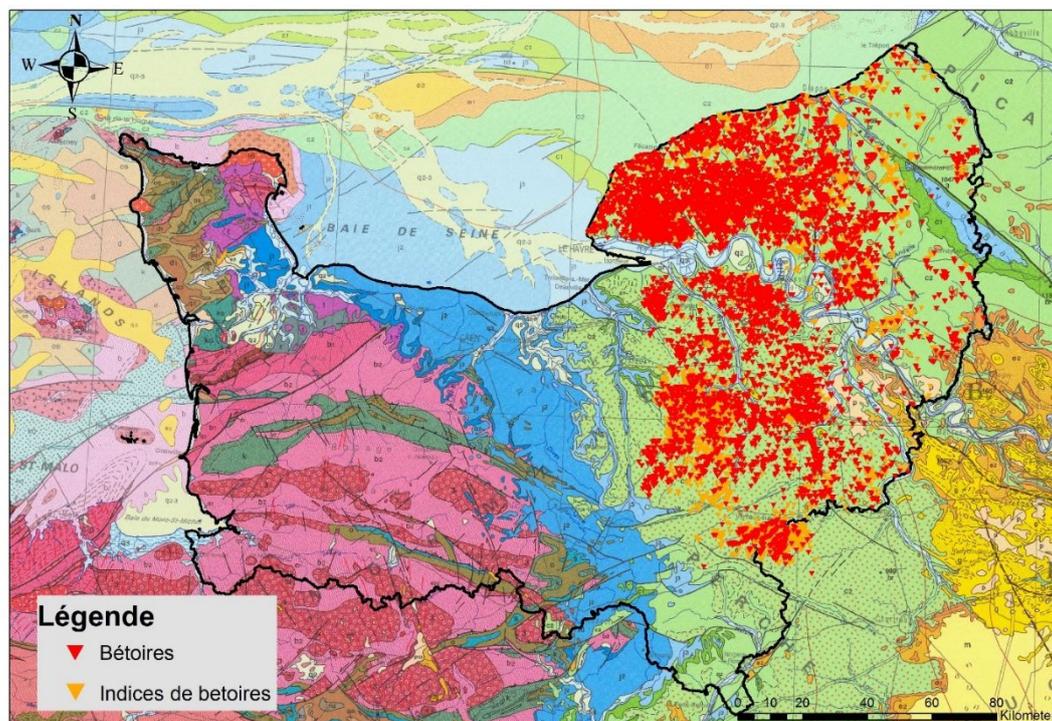


Figure 2 : Bétoires recensées dans la base de données du karst de la craie de Normandie

Ce travail a été initié par le BRGM mais est poursuivi de façon participative par tous les acteurs de l'eau. Un outil participatif a ainsi été mis en place avec un site internet de saisie et un site internet de diffusion libre de ces données (SIG). Cet outil permet un partage des connaissances acquises par les différentes collectivités en charge notamment de l'eau potable, des eaux usées, des inondations, des bassins versants et des routes et une actualisation en fonction de la situation sur le terrain.

Le dispositif (de la saisie à la diffusion de l'information) mis en place dans le cadre de ce projet est le suivant :

- Saisie des données : site internet <https://tracages.brgm.fr> (et son guide d'utilisation)
- Stockage des données dans une base de données,
- Diffusion des données : site internet <http://sigessn.brgm.fr>, rubrique KARST.

22^{èmes} journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie
de l'Association Internationale des Hydrogéologues.
« Hydrogéologie de la craie » Le Havre, mai 2018

Site internet de saisie
des données dans la base

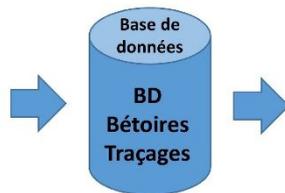


<https://tracages.brgm.fr>

Site internet de consultation
et d'export des données



<http://sigessn.brgm.fr>

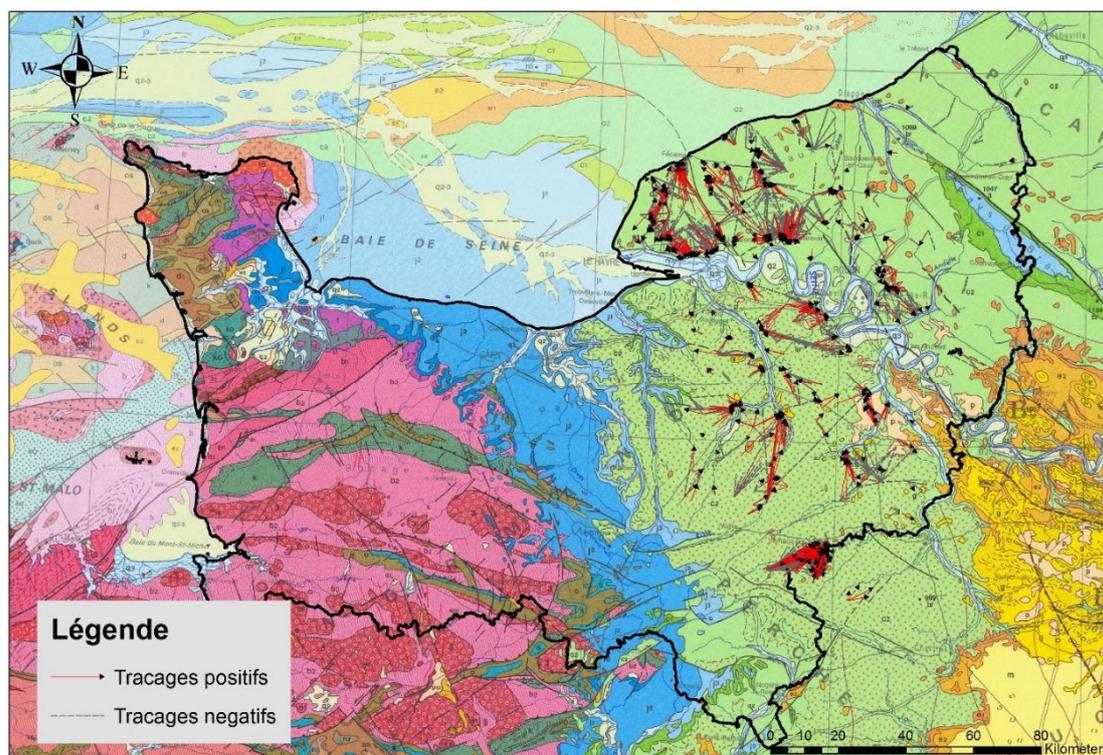


L'interface web de saisie a été mise en place afin de permettre une bancaisation partagée des données.

Un identifiant et un mot de passe sont toutefois nécessaires pour accéder à la saisie (envoyer la demande à normandie@brgm.fr).

L'ensemble des données saisies dans la Base de Données Bétoires/Tracages sont mises en ligne sur le SIGES dans la rubrique dédiée au KARST (<http://sigessn.brgm.fr/spip.php?article112>), ainsi que dans l'espace cartographique (<http://sigessn.brgm.fr/?page=carto>). Cet espace permet au public d'avoir accès à l'ensemble des objets créés dans la base de données et à leurs caractéristiques, par le biais de visualisations cartographiques et de fiches descriptives.

Enfin, l'ensemble des données est téléchargeable (au format SIG) afin de permettre aux acteurs du territoire de travailler directement avec des données géolocalisées.



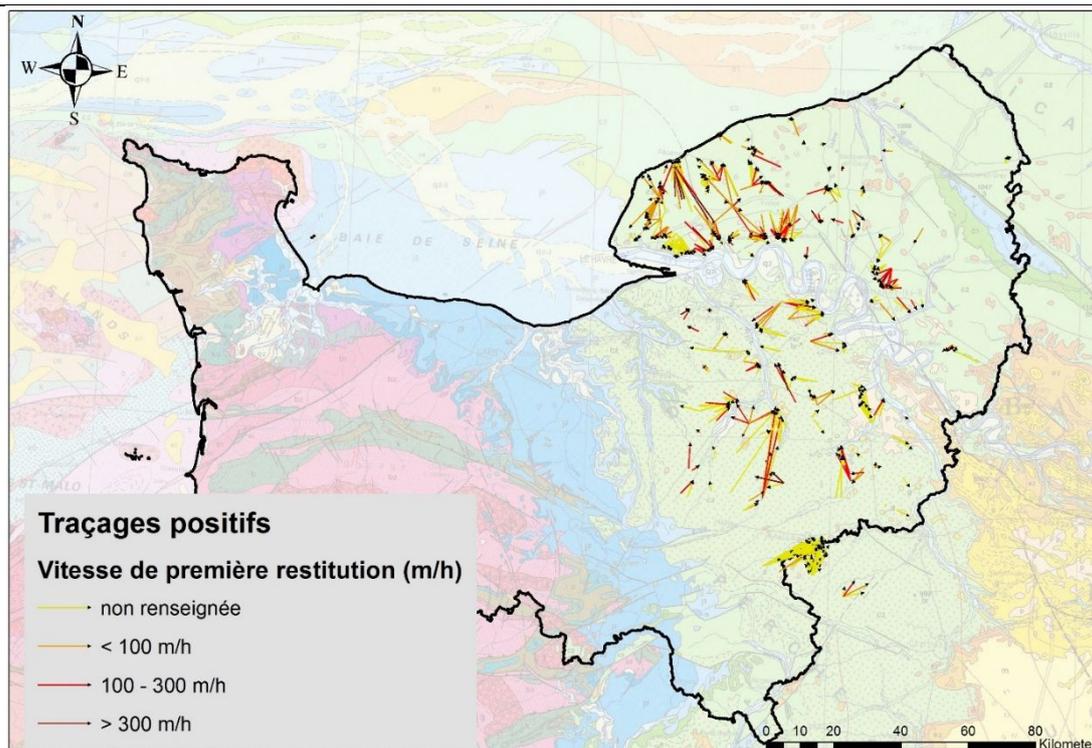


Figure 3 : Traçages recensés dans la base de données du karst de la craie de Normandie

DES OUTILS COMPLEMENTAIRES

La mise en place de cet outil participatif a été complétée par (1) la rédaction d'un rapport préconisant les bonnes pratiques d'aménagement des bétouires à l'attention des maîtres d'ouvrage, des services de l'État ou encore des bureaux d'études confrontés à la gestion des bétouires ainsi que (2) par la mise en place d'un formulaire de déclaration des traçages en Normandie. Ce formulaire établi conjointement par la DREAL et le BRGM a pour objectif de :

- prévenir les organismes chargés de la distribution d'eau potable ainsi que les services de la police de l'eau ;
- tenir un registre des opérations de traçages réalisées en Normandie afin d'éviter les interférences et erreurs d'interprétation lorsque plusieurs opérateurs réalisent des traçages simultanément dans un même périmètre et de garder trace des opérations de traçages y compris celles non bancarisées dans la base de données régionale des traçages ;
- contrôler le type de traceur injecté dans les eaux souterraines.

Ce formulaire est téléchargeable depuis le SIGES Seine-Normandie (<http://sigessn.brgm.fr/spip.php?article118>).

22^{èmes} journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie
de l'Association Internationale des Hydrogéologues.
« Hydrogéologie de la craie » Le Havre, mai 2018



Figure 4 : outils complémentaires à la base de données régionale

Références bibliographiques

David P.-Y., Moisan J., Nachbaur A., Dörfliger N. (2010) – Aménagement des bétoires en Haute-Normandie – Etat de l'art et préconisations de bonnes pratiques – Rapport final. Rap. BRGM/RP-58795-FR

David P.-Y. – Inventaire régional Haute-Normandie des bétoires, trajets souterrains des eaux (traçages) et des exutoires - Rapport final d'année 4 et synthèse des 4 années. Rap. BRGM/RP-61691-FR

David P.-Y. – Inventaire régional Haute-Normandie des bétoires, trajets souterrains des eaux (traçages) et des exutoires - Guide utilisateur de la base « Bétoire-Traçage-Exutoire ». Rap. BRGM/RP-61726-FR

Espace du SIGES Seine-Normandie dédié au KARST de Normandie
<http://sigessn.brgm.fr/spip.php?rubrique52>

HYDROGEOLOGIE DE LA CRAIE

La craie constitue un environnement carbonaté particulier ; ses spécificités litho-stratigraphiques lui confèrent des caractéristiques hydrauliques et hydrodispersives potentiellement très variables, induisant à la fois des écoulements lents d'échelle régionale à la faveur d'une porosité de matrice parfois très élevée, de la microfissuration et de la fracturation, et des écoulements rapides dans ses secteurs les plus fracturés et karstifiés.

Ces journées techniques ont pour principal objectif d'exposer et de discuter l'état actuel des connaissances sur le fonctionnement hydrogéologique de la craie. Elles donneront à la communauté hydrogéologique l'opportunité de débattre des avancées en matière de connaissance, de nouveaux concepts, de méthodologies de mesure, d'analyse de données, de modélisation hydrogéologique appliquées à la craie, mais également de gestion opérationnelle de la ressource.

Ces journées s'articuleront autour de communications orales, de sessions posters et d'une table ronde ouverte à la participation des congressistes.

La première partie dédiée aux exposés scientifiques et techniques (orales ou posters) se déroulera sur 3 demi-journées. 3 grands thèmes principaux seront abordés sous forme de 3 sessions thématiques :

Session 1 - Caractérisation physique et hydrogéologique du réservoir de la craie : structure du réservoir (lithologie, porosité, fracturation, karst) et aspects quantitatifs des différents modes d'écoulement.

Session 2 - Nouveaux concepts, outils et méthodologies développées pour l'étude, la surveillance, la modélisation des aquifères crayeux. Les avancées seront notamment mises en perspective de l'état des connaissances depuis le dernier grand colloque sur l'hydrogéologie de la craie du Bassin de Paris (1978)

Session 3 - Aspects opérationnels : vulnérabilité, exploration et surveillance, protection, gestion de la ressource et des milieux humides associés

ISBN : 978-2-9554864-1-2

EAN : 9782955486412

Prix : 15€

