



HAL
open science

Dynamique des écoulements dans les aquifères calcaires de bas plateaux: de l'identification à la quantification des types de circulation. Exemple des formations triasiques et jurassiques dans le nord-est de la France

Vincent Fister

► To cite this version:

Vincent Fister. Dynamique des écoulements dans les aquifères calcaires de bas plateaux: de l'identification à la quantification des types de circulation. Exemple des formations triasiques et jurassiques dans le nord-est de la France. Histoire. Université de Lorraine, 2012. Français. NNT : 2012LORR0405 . tel-01749892

HAL Id: tel-01749892

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01749892v1>

Submitted on 29 Mar 2018

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

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



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>



Ecole doctorale PIEMES

Dynamique des écoulements dans les aquifères calcaires de bas plateaux : de l'identification à la quantification des types de circulation.

Exemple des formations triasiques et jurassiques dans le Nord-Est de la France.

Fister Vincent
Le 07 décembre 2012



Jeannine Corbonnois, Professeur, Université du Maine
Emmanuel Gille, Maître de conférences-HDR, Université de Lorraine
Alain Devos, Maître de conférences-HDR, Université de Reims-CA
Vincent Hallet, Professeur, FUNDP, Namur
Dominique Harmand, Professeur, Université de Lorraine
Fabien Hobléa, Maître de conférences, Université de Savoie

Co-directrice de thèse
Co-directeur de thèse
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur

Année universitaire 2012/2013

Remerciements

Je souhaite, avant toute chose, remercier les personnes ayant pris part, d'une manière ou d'une autre, à cette recherche.

Je tiens tout d'abord à exprimer toute ma gratitude à Monsieur Emmanuel Gille, qui a initié cette recherche et m'a permis d'obtenir une allocation. Outre son rôle dans la genèse de ce travail, je lui exprime mes plus sincères remerciements pour m'avoir dirigé et soutenu au cours de ces années tout en me laissant une grande liberté dans mes investigations.

Mes remerciements s'adressent ensuite à Madame Jeannine Corbonnois, ma co-directrice de thèse, pour avoir assuré le suivi de cette recherche et ceci malgré l'éloignement géographique de nos centres de recherche respectifs. Sa rigueur et son esprit d'analyse ont été pour moi d'une grande aide notamment pendant la phase de rédaction.

J'exprime par ailleurs ma profonde reconnaissance aux membres du jury qui ont accepté d'évaluer ce travail : Messieurs Alain Devos, Vincent Hallet, Dominique Harmand et Fabien Hobléa.

Je tiens ensuite à exprimer ma profonde gratitude à l'équipe "*Eau & Milieux*" du CEGUM. Une pensée tout d'abord pour Luc Manceau, fidèle compagnon de terrain et bricoleur accompli, qui m'a si souvent aidé lors de la phase de création de données. Mes remerciements à Didier François, pour les trésors de patience qu'il a su développer pour répondre à mes interrogations, qu'elles concernent l'hydrologie, la statistique, la cartographie ou des sujets beaucoup plus triviaux... J'exprime ma vive reconnaissance également à Benoît Losson, pour avoir enrichi à travers de nombreuses discussions, ma connaissance des milieux karstiques régionaux. Merci également à Sébastien Lebaut et Gille Drogues pour m'avoir distillé des conseils toujours avisés. Je remercie cette équipe, en outre, pour m'avoir grandement épaulé dans le cadre des activités pédagogiques que j'ai été amené à assurer au sein du département de géographie.

Je n'oublie pas également quelques anciens thésards, notamment Claire Delus et Mohamed El-Ghachi qui m'ont fait profiter de leurs expériences et de leurs déboires de jeunes chercheurs.

Mes pensées vont également à tous ces amis, indispensables, qui ont su au quotidien, me motiver, me réconforter, me faire rire et qui se sont révélés être, pour certains d'entre eux, d'habiles compagnons de terrain.

Enfin, une pensée pour ma famille, qui m'a toujours soutenu et témoigné d'un soutien immuable. Merci à vous, très sincèrement.

Résumé

L'hétérogénéité spatiale est un trait caractéristique des aquifères calcaires. Conditionnée par le karst et ses morphologies, cette hétérogénéité explique la fréquente sous-exploitation des réserves de ces hydrosystèmes mais également le degré lacunaire de connaissance de leurs fonctionnements. Nous avons voulu, dans cette recherche, approfondir cette connaissance en scrutant le fonctionnement des aquifères calcaires qui arment les bas plateaux du Nord-Est de la France. Trois de ces bas plateaux ont été retenus, ceux du Dogger et de l'Oxfordien (Jurassique) et celui du Muschelkalk (Trias). Afin de comprendre comment s'organisent les écoulements sur et dans ces trois systèmes, notre démarche s'articule autour de deux principaux axes ; le premier concerne l'identification des modalités de l'écoulement et le second est consacré à leur quantification.

En pratique, la connaissance des modalités de circulation a été recherchée à travers l'étude des différents paramètres structuraux (géologique, tectonique, karstique) et conjoncturels (précipitation, évapotranspiration) qui interagissent dans le cycle de l'eau. Nous montrons que la variété de fonctionnements hydrologiques observés, à l'échelle du domaine d'étude, est conditionnée principalement par les paramètres structuraux ; l'hétérogénéité lithologique, notamment, apparaît comme une clef fonctionnelle déterminante, d'une part, par l'existence d'une multiplicité de nappes d'eau et d'autre part, par son rôle dans la karstogenèse. Les morphologies du karst s'observent principalement sur les secteurs de contact lithostratigraphique et nous avons pu établir, à travers une répartition spatiale des phénomènes du karst (en surface et en souterrain), que ces trois plateaux sont majoritairement déconnectés du karst et dominés par des processus de circulation lents, de l'infiltration à la vidange aquifère.

Afin d'apporter des éléments de quantification sur les circulations, une analyse hydroclimatique et géochimique d'exutoires de petites dimensions a été ensuite menée. C'est ainsi qu'une petite dizaine de sources et de bassins versants, localisés dans des contextes physiographiques variés, ont fait l'objet de suivis sur plusieurs cycles hydrologiques. L'analyse nous a permis de préciser les caractères hydrodynamiques de deux grands types de comportement observés au sein des bas plateaux étudiés : le comportement fissural et le comportement karstique. Le comportement fissural se manifeste, à l'échelle annuelle, par un filtrage important des précipitations par les systèmes (forte inertie des valeurs de débits et de conductivités électriques) et également par de lents processus de mise en charge à l'échelle des événements de crue. Le comportement karstique, quant à lui, est attesté, à l'échelle annuelle, par des pluies moyennement filtrées par les systèmes mais aussi par des variations hydrogéochimiques accusées lors des sollicitations pluviométriques majeures, en lien avec la transmissivité importante de ces milieux.

Mots clefs : aquifères calcaires, karst, zone d'infiltration, zone hypogée, hydrodynamique, sources et bassins versants, Nord-Est de la France.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE	- 1 -
PREMIERE PARTIE : PARAMETRES ET MODALITES DE L'ECOULEMENT	
INTRODUCTION DE LA PREMIERE PARTIE	- 7 -
CHAPITRE 1 : CHOIX D'UNE APPROCHE ET CONTEXTE KARSTIQUE REGIONAL	
Introduction	- 9 -
1 Eau et milieu calcaire : des acteurs, des approches	- 10 -
1.1 Les approches hydrogéologiques du milieu calcaire	- 11 -
1.1.1 L'approche structurale	- 11 -
1.1.2 L'approche fonctionnelle	- 13 -
1.2 L'approche retenue	- 14 -
2 Bas plateaux calcaires du Nord-Est de la France et processus de karstogenèse associés	- 15 -
2.1 Caractéristiques des karts sous couverture	- 16 -
2.2 Les karsts du Nord-Est de la France	- 19 -
2.2.1 Les seuils de couverture : un caractère commun à la karstification des systèmes	- 22 -
2.2.2 Les paramètres différenciatifs	- 23 -
2.2.3 Le recul de couverture	- 25 -
Conclusion	- 27 -
CHAPITRE 2 : LE CYCLE DE L'EAU : APPROCHE QUANTITATIVE ET RESERVOIRS	
Introduction	- 29 -
1 Le domaine d'étude	- 30 -
2 Aspects climatiques	- 32 -
2.1 La répartition des précipitations	- 32 -
2.2 Apports et prélèvements : le bilan de l'écoulement	- 35 -
3 Lithologie et comportements hydrogéologiques	- 39 -
3.1 L'aquifère du Muschelkalk	- 40 -
3.2 Les aquifères du Dogger	- 43 -
3.3 Les aquifères de l'Oxfordien	- 49 -
4 L'emprise spatiale du karst	- 54 -
4.1 Des plateaux pauvres en réseaux spéléologiques	- 54 -
4.2 Des plateaux riches en morphologies karstiques	- 55 -
Conclusion	- 60 -
CHAPITRE 3 : FONCTIONNEMENT HYDRODYNAMIQUE DE SURFACE ET SOUTERRAIN	
Introduction	- 63 -
1 Fonctionnement de la zone d'infiltration	- 64 -
1.1 L'infiltration rapide et ses morphologies	- 64 -
1.1.1 En fond de vallée	- 65 -
1.1.2 Sur les plateaux	- 68 -
1.2 L'infiltration lente	- 70 -
1.2.1 En fond de vallée	- 70 -
1.2.2 Sur les plateaux	- 72 -
1.3 Répartition spatiale des modalités de l'infiltration	- 74 -
2 Fonctionnement hypogé	- 77 -
2.1 L'apport des traçages dans la compréhension des circulations souterraines	- 77 -
2.2 Les campagnes réalisées à l'échelle du domaine d'étude	- 80 -
2.3 Résultats des expériences	- 83 -
2.4 Les facteurs de l'endokarstification	- 94 -
2.5 Répartition spatiale des modalités de circulation hypogée	- 97 -
Conclusion	- 99 -

CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE - 100 -

DEUXIEME PARTIE : L'ANALYSE HYDROCLIMATIQUE COMME SUPPORT A LA CARACTERISATION DES FONCTIONNEMENTS

INTRODUCTION DE LA DEUXIEME PARTIE - 105 -

CHAPITRE 4 : CONTEXTES ET INTERETS SCIENTIFIQUES DES SECTEURS ET EXUTOIRES SUIVIS

Introduction	- 107 -
1 Le Haut-Pays : la région des exutoires de la Vaise, de la Maldite, du Rongeant et de la Manoise	109 -
1.1 Le contexte physique	- 109 -
1.2 Instrumentation hydroclimatique	- 117 -
2 La Montage : la région des exutoires du Soiron	- 126 -
2.1 Le contexte physique	- 126 -
2.2 Instrumentation hydroclimatique	- 131 -
3 Le Pays-Haut : la région de l'exutoire du Nanheul	- 135 -
3.1 Le contexte physique	- 135 -
3.2 Instrumentation hydroclimatique	- 141 -
Conclusion	- 143 -

CHAPITRE 5 : L'ANALYSE A L'ECHELLE DES CYCLES HYDROLOGIQUES

Introduction	- 145 -
1 Les méthodes d'analyse a l'échelle des cycles hydrologiques	- 146 -
1.1 Le bilan hydrologique et la délimitation des bassins d'alimentation	- 146 -
1.2 Les régimes d'écoulement	- 148 -
1.3 Inertie et karstification	- 151 -
1.3.1 Les analyses corrélatoires et spectrales	- 151 -
1.3.2 La distribution des fréquences de minéralisation	- 156 -
2 Résultats et analyses	- 159 -
2.1 L'extension spatiale des bassins d'alimentation	- 159 -
2.2 Constatations sur les fonctionnements hydrogéologiques	- 166 -
2.2.1 Des vitesses de vidange contrastées	- 166 -
2.2.2 Le stockage composite	- 171 -
2.3 Les différences fonctionnelles entre les exutoires	- 174 -
2.3.1 Les systèmes très inertiels et peu réactifs aux précipitations : les systèmes fissurés	- 174 -
2.3.2 Les systèmes inertiels et réactifs aux précipitations : les systèmes karstiques	- 180 -
2.3.3 Les bassins influencés par l'écoulement superficiel	- 185 -
Conclusion	- 190 -

CHAPITRE 6 : L'ANALYSE A L'ECHELLE DES EVENEMENTS

Introduction	- 193 -
1 Les méthodes d'analyse à l'échelle de l'événement	- 194 -
1.1 Les "temps" des épisodes de crue	- 194 -
1.2 L'allure de la fonction de décrue	- 197 -
1.3 Les "eaux" des épisodes de crue : les analyses géochimiques interprétatives	- 200 -
2 Les fonctionnements en période de crue	- 203 -
2.1 En systèmes fissurés	- 203 -
2.2 En systèmes karstiques	- 209 -
2.3 Dans les bassins de surface	- 217 -
Conclusion	- 224 -

CONCLUSION DE LA DEUXIEME PARTIE - 226 -

CONCLUSION GENERALE - 228 -

Introduction générale

Chaque année, 5 milliards de m³ sont prélevés pour la consommation d'eau du bassin Rhin-Meuse (AERM¹, 2009). Près de 4 milliards de m³ sont satisfaits par les contributions directes des cours d'eau dont l'essentiel est dévolu au refroidissement des centrales nucléaires² ou thermiques. L'alimentation en eau potable des collectivités est, quant à elle, essentiellement assurée par les nappes d'eau souterraines dont les principales sont : la nappe d'Alsace, les nappes des Grès Vosgiens (libre et captive), les nappes alluviales des principaux cours d'eau et les nappes contenues dans les formations calcaires.

Les eaux extraites des trois principaux aquifères calcaires, soit ceux du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien constituent environ 15 % des volumes souterrains prélevés à l'échelle du bassin Rhin-Meuse soit environ 65 millions de m³/an. Il existe, tant au niveau des volumes prélevés que de l'usage de l'eau, des dissemblances entre ces trois aquifères calcaires. L'aquifère du Dogger est l'aquifère calcaire le plus contributif, il fournit quelques 45 millions de m³/an essentiellement destinée à l'alimentation en eau potable (AEP). Les aquifères de l'Oxfordien et du Muschelkalk sont sollicités respectivement à hauteur de 16 et 7 millions de m³/an. Pour l'Oxfordien, l'eau captée est majoritairement utilisée par les collectivités alors que l'eau issue des strates carbonatées du Muschelkalk est surtout destinée à l'industrie. Outre les pressions liées à l'exploitation de leurs réserves en eau, ces trois aquifères subissent une pollution par les nitrates et les phytosanitaires. Ce constat a été émis lors de l'état des lieux (2004) dressé pour le SDAGE³ 2010-2015 du bassin Rhin-Meuse en lien avec la Directive Cadre européenne sur l'Eau (DCE, 2000). Conséquemment, ces différentes masses d'eau ont été définies comme "à risque" et leur retour à un bon état écologique est repoussé à 2027⁴.

¹ Agence de l'Eau Rhin-Meuse.

² 2,5 milliards de m³ pour la centrale de Fessenheim (Rhin), 800 millions de m³ pour les centrales de Cattenom, Blénod-lès-Pont-à-Mousson et la Maxe (Moselle) et 0,2 millions de m³ pour la centrale de Chooz (Meuse) (AERM, 2004).

³ Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion de l'Eau.

⁴ Echéance 2015 pour les autres masses d'eau souterraines du bassin Rhin-Meuse (exceptées les nappes alluviales : 2027).

INTRODUCTION GENERALE

Sollicitation et vulnérabilité sont intimement liées aux caractéristiques hydrogéologiques des aquifères calcaires. En ce sens il existe une forte demande de connaissance de ces milieux. Cette thèse s'inscrit ainsi dans ces préoccupations sociétales que concrétise la DCE.

Les aquifères calcaires sont considérés, en raison des processus de dissolution qui y règnent, comme "perméables en grand". Il serait toutefois très réducteur d'apparenter les trois plateaux étudiés à des hydrosystèmes simples dans lesquels les écoulements, en réponse à ces fortes perméabilités, seraient rapides et hiérarchisés. Les conditions structurelles (géologie, tectonique, karstification) de ces aquifères sont fractionnés dans l'espace et président à une variabilité des fonctionnements hydrodynamiques qui a été étayée par certaines constatations souterraines (campagnes de forage menées par le BRGM⁵ ou par l'AERM, traçages colorimétriques) ou par l'étude des caractères de l'écoulement de certains cours d'eau drainant ces territoires (Gamez, 1992; Devos, 1996, 2010; Lejeune, 2005).

Nous faisons, non pas le choix de travailler sur un hydrosystème particulier (qu'il soit une portion d'aquifère ou une rivière) mais d'axer notre recherche à l'ensemble des trois aquifères du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien. L'objectif de cette recherche, induit par cet énoncé, est d'analyser et de caractériser les modalités de circulation de l'eau actuelle dans et sur les trois plateaux suivis ; d'en comprendre les paramètres influents et les organisations spatiales et temporelles.

Pour ce faire, nous avons fait le choix d'adopter une démarche multiscalaire séquençant cette recherche en deux grandes parties. Dans la première partie, nous identifions, à l'échelle des aquifères, les modalités de transfert des précipitations dans les séries carbonatées. Puis, à partir des modes identifiés nous en présentons, dans la deuxième partie, les caractéristiques quantitatives déduites de l'étude hydroclimatique menée sur des impluviums de petites dimensions.

⁵ Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

INTRODUCTION GENERALE

La première partie est dédiée à la compréhension des dynamiques de circulation dans ces milieux calcaires. Elle s'attache, à l'échelle des aquifères, à identifier les paramètres structurels qui influent sur les fonctionnements et à constater leurs impacts respectifs sur l'hydrodynamisme. Le contrôle des fonctionnements est en partie, compte tenu de la nature des milieux investis, lié au développement du karst : en permettant une évacuation rapide des volumes infiltrés, ce paramètre joue un rôle fondamental dans les modalités de circulation d'eau qu'elles soient de surface ou souterraine. Des morphologies du karst, nous en présentons, à l'échelle des trois plateaux, les conditions morphogénétiques, la répartition spatiale et l'impact sur les processus d'infiltration et sur les circulations hypogées. A ce propos, nous ne pouvons uniquement nous focaliser sur les morphologies de dissolution tant elles sont, à l'échelle du domaine d'étude, circonscrites spatialement. D'autres paramètres qui président ainsi aux fonctionnements sont étudiés, qu'ils soient structurels comme la nature des substratums géologiques, la tectonique ou conjoncturels et relatifs à la variabilité spatiale et temporelle des données d'entrée (précipitations) et de sortie (évapotranspiration).

Nous nourrissons cette première partie par des données essentiellement issues de la bibliographie. Les données d'ordre structurel proviennent de différentes sources. Celles ayant trait au karst (phénomènes de surface et souterrain, traçages colorimétriques) sont compilées dans une base de données parue très récemment (base de données IKARE⁶, à laquelle nous avons participé). Celles concernant la lithologie émanent de logs stratigraphiques établis par le BRGM (InfoTerre). Les caractéristiques d'ordre hydrogéologique des différentes couches (perméabilité, transmissivité...) sont issues de campagnes de forage menées par l'AERM. Quant aux données conjoncturelles (précipitations, évapotranspiration), elles proviennent des stations météorologiques du parc de MétéoFrance.

⁶ Inventaire des phénomènes KARSTIQUES et Ressource en Eau (Losson *et al.*, 2011).

La deuxième partie du document, s'intéresse, à la quantification des modalités de l'écoulement. Dans ce but, nous avons opté pour un suivi des variables hydroclimatiques (précipitations et débits) à l'échelle d'exutoires drainant les strates carbonatées. Les exutoires suivis sont des sources et des petits bassins versants localisés dans des secteurs qui se veulent représentatifs des conditions d'écoulement identifiées dans la première partie. Deux échelles d'investigation complémentaires ont été retenues :

- à l'échelle du cycle hydrologique, ce sont des indicateurs de la relation pluie-débit qui sont déterminés afin de permettre de caractériser des comportements observés en milieux calcaires de bas plateaux et de comparer entre eux les exutoires suivis hydrométriquement ;
- à l'échelle de l'évènement aux exutoires, ce sont les principaux processus hydrologiques participant à la mise en charge des systèmes qui sont identifiés.

Les précipitations proviennent soit de stations Météo-France soit de stations gérées par le CEGUM⁷. Par ailleurs, le choix a été fait de ne pas recourir à des méthodes de spatialisation mais d'adopter un poste pluviométrique de référence pour chaque exutoire et ceci en raison de la taille restreinte des impluviums suivis et de la proximité immédiate pour chacun d'entre eux d'un poste fiable. Les débits sont issus, pour un exutoire suivi, directement des données de la Banque Hydro qui est nourrie par les services gestionnaires (DREAL⁸). Les autres données de débits utilisées émanent de l'instrumentation d'exutoires (7 exutoires suivis sur 8) assuré par le CEGUM. Nous avons également suivi, sur certains des exutoires et à l'échelle de certains cycles hydrologiques, les variations d'un paramètre physico-chimique : la conductivité électrique.

⁷ Centre d'Etudes en Géographie de l'Université de Metz.

⁸ Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement.

Cette recherche s'est heurtée à plusieurs difficultés.

Dans la première partie, les paramètres structurels ne sont pas toujours bien connus : les données qui concernent le karst sont lacunaires, les logs géologiques imprécis.... La qualité pas toujours satisfaisante des données utilisées nous pousse à admettre que les configurations de l'écoulement présentées ne peuvent pas toujours être considérées comme parfaitement fidèles aux réalités de terrain. Compte-tenu de l'extension spatiale du domaine d'étude sur plus de 8000 km², il aurait difficilement envisageable de combler toutes ces lacunes. En outre et toujours en raison des dimensions du domaine d'étude, certains paramètres qui influent sur l'écoulement n'ont pas pu être pris en compte tels que la nature des sols et du couvert végétal ou les influences anthropiques.

Dans la deuxième partie, le choix de s'intéresser à une petite dizaine d'hydrosystèmes légitime une sélection de méthodes simples, comparables et reproductibles. Ainsi, nous ne présumons pas d'identifier toutes les modalités de fonctionnement des exutoires investis comme l'aurait permis un suivi multiparamètre d'un seul système, mais de rendre compte des principales caractéristiques de drainage des différents systèmes. Par ailleurs, la production des données utilisées dans cette deuxième partie s'est parfois révélée délicate. Destruction de matériel de mesure par des tiers, détarage des stations hydrométriques, nous ont poussé à de multiples et régulières sorties de terrain afin de s'assurer de la pérennité de la mesure et de la fiabilité des données produites.

Enfin, les résultats de cette thèse ont permis d'élaborer un outil d'aide à la gestion de la qualité des eaux des aquifères calcaires de bas plateaux : il propose la caractérisation de la vulnérabilité des zones d'affleurement de ces aquifères à l'aide d'une cartographie SIG multicritère et a fait l'objet de la publication jointe en annexe de ce document (Fister V., 2012)

PARTIE 1

PARAMETRES ET MODALITES DE L'ECOULEMENT

CHAPITRE 1 : CHOIX D'UNE APPROCHE ET CONTEXTE KARSTIQUE REGIONAL

CHAPITRE 2 : LE CYCLE DE L'EAU : APPROCHE QUANTITATIVE ET RESERVOIRS

CHAPITRE 3 : FONCTIONNEMENT HYDRODYNAMIQUE DE SURFACE ET SOUTERRAIN

INTRODUCTION DE LA PREMIERE PARTIE

La première partie de cette recherche a pour objet de dresser un panorama des conditions d'écoulement à l'échelle des bas plateaux calcaires du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien, localisés dans le Nord-Est de la France. Cela revient à s'interroger sur les paramètres qui structurent les écoulements dans ces milieux : Quels sont-ils ? Comment conditionnent-ils les écoulements ? Comment s'agrègent-ils dans l'espace ? Dans le temps ?

Nous répondons à ces questions dans les trois premiers chapitres de ce document.

Le chapitre 1 s'intéresse aux spécificités de la karstification en milieu de bas plateaux calcaires dans le Nord-Est de la France. L'objectif est de présenter les configurations particulières qui participent à la mise en place du karst et qui influent notablement sur les comportements hydrologiques. Les spécificités fonctionnelles induites par le karst impliquent l'utilisation d'une méthodologie d'approche adaptée dont nous discutons également dans ce chapitre.

Après avoir évoqué les éléments qui ont motivé le choix du domaine d'étude, nous nous concentrons, dans le chapitre 2, sur les principaux éléments d'ordre conjoncturel (précipitations et reprises évapotranspiratoires) ou structurel (lithologie, tectonique, présence éventuelle du karst) qui influent sur l'écoulement. De ces paramètres, nous en présentons, les imbrications temporelles et spatiales commandant, à l'échelle du domaine d'étude, une forte variabilité des comportements hydrodynamiques.

Cette variabilité des comportements est relayée dans le chapitre 3. Se concentrant sur les dynamiques de l'eau, de l'infiltration jusqu'à la vidange aquifère, ce chapitre vise à préciser quelles sont les différentes modalités de circulation de l'eau sur et au sein de ces bas plateaux. A partir des répartitions spatiales de celles-ci, nous distinguons également, à l'échelle du domaine d'étude, des configurations dominantes des configurations plus locales.

CHAPITRE 1 : CHOIX D'UNE APPROCHE ET CONTEXTE KARSTIQUE REGIONAL

SOMMAIRE

1 EAU ET MILIEU CALCAIRE : DES ACTEURS, DES APPROCHES

1.1 LES APPROCHES HYDROGEOLOGIQUES DU MILIEU CALCAIRE

1.1.1 L'APPROCHE STRUCTURELLE

1.1.2 L'APPROCHE FONCTIONNELLE

1.2 L'APPROCHE RETENUE

2 BAS PLATEAUX CALCAIRES DU NORD-EST DE LA FRANCE ET PROCESSUS DE KARSTOGENESE ASSOCIES

2.1 CARACTERISTIQUES DES KARSTS SOUS COUVERTURE

2.2 LES KARSTS DE CONTACT LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU NORD-EST DE LA FRANCE

2.2.1 LES SEUILS DE COUVERTURE : UN CARACTERE COMMUN A LA KARSTIFICATION DES SYSTEMES

2.2.2 LES PARAMETRES DIFFERENCIATIFS

2.2.3 LE REcul DE COUVERTURE

INTRODUCTION DU CHAPITRE 1

L'objet premier de ce chapitre est de faire l'état des approches hydrogéologiques en milieu carbonaté par quelques auteurs et publications marquantes afin de situer celle qui a été adoptée.

Les dynamiques de circulation de l'eau dans les bas plateaux calcaires du Nord-Est de la France appellent certaines approches propres à ces milieux. Outre des méthodologies adaptées, l'étude hydrodynamique des plateaux calcaires induit inévitablement la prise en considération des morphologies du karst qui impactent notablement les écoulements. En se référant à certains secteurs clefs, étudiés principalement sous un angle géomorphologique par de nombreux travaux de recherche menés ces dernières décennies, nous rappelons les processus qui gouvernent la mise en place du karst en contexte de bas plateau. Du point de vue de la compréhension hydrodynamique, une telle présentation des apports antérieurs nous permet :

- d'apprécier au sein des bas plateaux étudiés, les configurations, morphologies et secteurs propices à des fonctionnements particuliers qu'imposent aux structures de drainage le développement du karst ;
- de mesurer le degré de connaissance actuelle des dynamiques de circulation dans les karsts de bas plateaux.

1 EAU ET MILIEU CALCAIRE : DES ACTEURS, DES APPROCHES

Dans ce sous-chapitre, nous ne voulons pas retracer le long historique de la karstologie scientifique mais simplement évoquer les approches spécifiques de l'hydrologie en milieu carbonaté afin de comprendre les contributions respectives qu'elles peuvent apporter à cette recherche.

L'écoulement dans les calcaires n'est pas synonyme d'écoulement karstique, toutefois le karst est parfois la composante majeure, il convient de l'évoquer précisément.

Le mot karst provient d'un terme allemand, Karst, qui a été utilisé pour la première fois à la fin du XIX^{ème} siècle afin d'évoquer un plateau calcaire de Slovénie. Cette désignation originelle renvoie à un paysage spécifique modelé dans certaines roches solubles, dont le calcaire constitue le principal représentant⁹. De nombreux auteurs (Cvijic, 1893; Davis, 1931; Nicod, 1967; Jennings, 1971; Maire, 1980; Salomon, 2006) ont ensuite précisé les contours sémiologique, scientifique et géographique des termes karst et paysage karstique en s'appuyant sur les processus dont ils procèdent dans des contextes géographiques très divers. Dans la continuité des travaux précités, Grimes (1997) (*in*. Fournier M., 2003) indique que le terme karst renvoie au moins aux quatre notions suivantes : paysage, forme, lithologie et processus ; processus géomorphologiques dont l'eau est l'agent érosif pour certains, mais pour d'autres (Gèze, 1965; Mangin, 1975; Bakalowicz, 1979; Ford & Williams, 1989) la notion de processus est avant tout d'ordre hydrodynamique : selon ces auteurs, l'originalité du karst est avant tout liée au fonctionnement hydrologique particulier qu'impose à l'écoulement la dissolution et la mise en place de vides souterrains importants. L'évocation par Ford (2011) du karst comme aquifère spécifique "*all carbonate rock formations [...] are potentially triple porosity aquifers (matrix + fracture + conduit), the most complex type of water supply aquifer*" en est une éloquente évocation.

La karstologie ne peut toutefois pas se résumer à une simple opposition entre les entrées/démarches géomorphologique et hydrogéologique tant les autres protagonistes sont

⁹ Le calcaire constitue le faciès le plus communément reconnu comme karstifiable, les processus de dissolution impactent cependant d'autres roches tels la dolomie, le gypse, le sel ou encore selon Willem (2000) certains faciès siliceux comme le grès, le gneiss ou le granite.

nombreux (tenants de la spéléologie, de l'archéologie, de la géochimie...), les contributions complémentaires et tant la discipline est pluridisciplinaire. Il est toutefois évident qu'une recherche comme celle-ci, orientée dans une démarche de compréhension du cycle de l'eau en milieu de bas plateaux, en appellera inévitablement plus aux méthodes de l'hydrogéologie en milieu calcaire qu'à celles qui permettent d'appréhender la spéléogénèse par exemple. Il convient donc de présenter les approches dont s'inspire ce travail.

1.1 LES APPROCHES HYDROGEOLOGIQUES DU MILIEU CALCAIRE

Des premiers traçages célèbres, comme celui de la Loue en 1910, au *Traité de géographie physique* de de Martonne qui illustre, entre autres, le lien entre évolution géomorphologique et fonctionnement hydrologique, le début du XX^{ème} siècle marque l'éclosion de ce qui peut être considéré comme l'hydrogéologie karstique. Des décennies suivantes, nous retiendrons l'absence de publications marquantes en hydrologie karstique et la prédominance des apports de la géomorphologie à l'étude des karsts, qu'elle soit vue dans des contextes régionaux (Gèze, 1937, Nicod, 1967) ou en lien avec des processus climatiques (Tricart, 1952, Corbel, 1957). Les années 1960/1970 marquent le "retour" de l'hydrogéologie karstique sous l'impulsion d'hydrogéologues ou de géochimistes (Schoeller, 1965; Drogue, 1969; Mangin, 1975; Bakalowicz, 1979) principalement à travers deux approches : l'approche structurelle et l'approche fonctionnelle.

1.1.1 L'APPROCHE STRUCTURELLE

L'approche structurelle du milieu karstique, développée par les écoles neufchâteloises (CHYN¹⁰) et montpelliéraines (USTL¹¹), est une approche déductive "*qui vise à décrire de façon analytique la structure du milieu en se basant sur son comportement temporel*" (Kiraly L., 1969). Elle se réfère, en cohérence avec les lois de l'hydrodynamique souterraine, à une modélisation de l'aquifère qui identifie des structures de grande taille (les vides karstiques) et des structures de dimensions moins importantes (les fissures). Le fonctionnement de l'aquifère est alors expliqué par les différences de perméabilité qui existent entre les deux types de structure. L'identification des caractéristiques des structures du système, base de la modélisation, est issue notamment d'observations *in situ* via des forages ou des pompages d'essai.

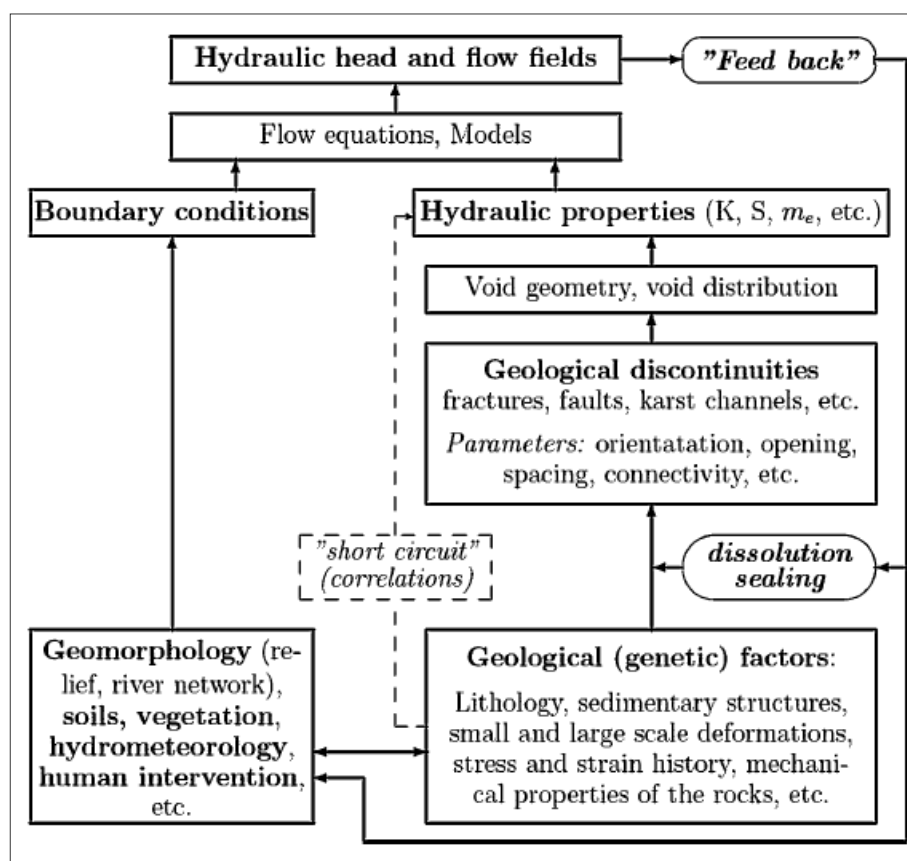
¹⁰ Centre for Hydrogeology and Geothermics.

¹¹ Université des Sciences et Techniques du Languedoc.

Très appliquée et proche des méthodes utilisées en hydrogéologie "traditionnelle", cette approche s'explique, comme le souligne Marsaud (1996), "*par la continuité qu'elle suppose entre les milieux fissurés et les milieux karstifiés, le passage de l'un à l'autre s'effectuant par des variations de paramètres*". Elle a été utilisée par de nombreux chercheurs (Bonnet *et al.*, 1979, Burger, 1983) et constitue encore la base de nombreuses modélisations du karst mises en place ces dernières années (Bailly-Comte, 2008; Bailly, 2009).

Ne permettant pas de prendre en compte certains particularismes de fonctionnement et nécessitant une connaissance exhaustive du système (figure 1-1), ce type d'approche est délicate de mise en œuvre. Jeannin (1996) note ainsi que cette méthode présente "*l'énorme inconvénient de nécessiter une connaissance complète de l'espace pour en déduire le fonctionnement temporel, ce qui, en pratique, est impossible à obtenir*".

Figure 1-1 : Approche structurale de l'aquifère karstique (selon Kiraly L., 1988)



1.1.2 L'APPROCHE FONCTIONNELLE

Développée par l'équipe CNRS¹² du laboratoire souterrain du Moulis (Ariège, France), l'approche fonctionnelle est fondée sur l'étude de la relation pluie-débit et permet de concevoir l'aquifère calcaire à partir de son fonctionnement. L'organisation des écoulements est perçue, dans ce type d'approche en boîte noire, par un modèle conceptuel retraçant les interactions entre les composantes du système depuis la zone d'infiltration à l'écoulement à l'exutoire du système. Le schéma fonctionnel initié par Mangin (1975, figure 1-2) identifie deux composantes principales qui régissent la structure verticale et l'organisation de l'aquifère karstique : la zone d'infiltration (ou zone vadose) et la zone saturée (ou zone noyée) qui se regroupent pour former un système karstique soit, selon Mangin, un "*ensemble au niveau duquel les écoulements de type karstique s'organisent pour constituer une unité de drainage*".

L'alimentation de la zone saturée s'effectue à partir de la zone d'infiltration selon plusieurs modalités :

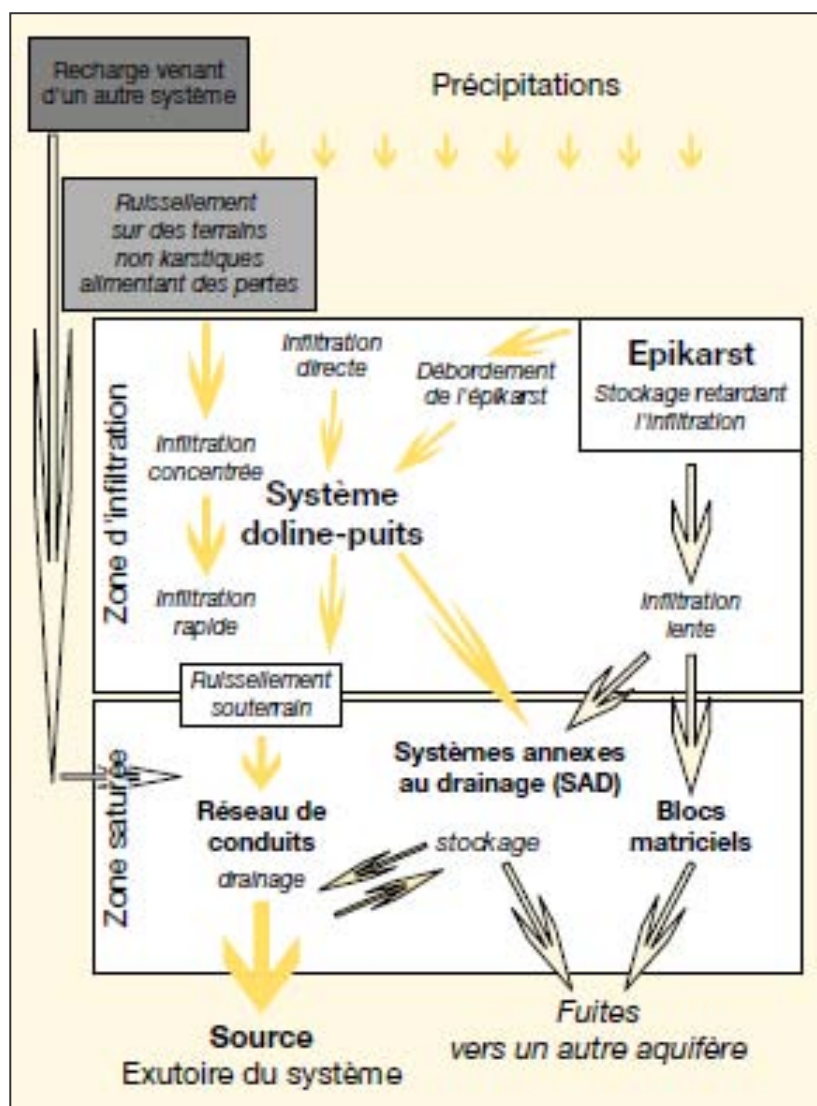
- une infiltration différée qui se réalise par stockage au niveau de l'épikarst et qui peut être soustraite de l'alimentation de l'aquifère par prélèvement évapotranspiratoire ;
- une infiltration lente qui alimente la zone noyée par percolation de l'eau dans les fissures les plus fines de la roche ;
- une infiltration concentrée et rapide liée à une alimentation directe de la zone saturée par les formes d'absorption de l'exokarst. Pertes drainant les rivières issues des terrains non karstiques ou dépressions directement connectées au réseau de conduits constituent les principaux points d'introduction de l'infiltration rapide.

La répartition des eaux d'infiltration est conditionnée par les deux fonctions principales de l'aquifère karstique, une fonction de drainage (fonction transmissive) assurée par un réseau de conduits qui permet l'évacuation très rapide des eaux de la zone noyée vers l'exutoire du système et une fonction de stockage (fonction capacitive) garantie soit par des vides karstiques communément appelés les systèmes annexes au drainage (SAD) soit par la fraction fine de la roche (matrice poreuse).

¹² Centre National de la Recherche Scientifique.

Cette approche fréquemment utilisée en hydrologie et hydrogéologie karstique (Marsaud, 1996; Mathevet, 2002; Fournier, 2003; El-Hakim, 2005; El-Hajj, 2008 ; Dörfliger *et al.*, 2008) a prouvé son efficacité et son adaptabilité sur des systèmes très différents (taille des impluviums, degré de karstification, conditions physiographiques et climatiques variées).

Figure 1-2 : Schéma fonctionnel des systèmes karstiques (selon Mangin in. Bakalowicz, 2010)



1.2 L'APPROCHE RETENUE

L'approche retenue est guidée par une nécessaire utilisation de méthodes complémentaires pour la caractérisation du fonctionnement hydrologique des bas plateaux investis. A ce titre si les deux approches, structurelles et fonctionnelles, sont utilisées isolément, elles fournissent

des informations assurément fondamentales mais nourrissent selon Jaillet (2000) "*la connaissance du système pour lui-même*".

De l'approche structurale, nous retenons non les aspects de modélisation souterraine mais la démarche éminemment géographique qui est celle de l'observation des hydrosystèmes. Notons également que ce type d'approche s'accorde bien au savoir-faire du CEGUM : instrumentation de petits bassins versants, suivi hydrométrique sur quelques cycles hydrologiques et caractérisation du cycle de l'eau à travers ses principaux éléments structurants.

Cette approche permet de définir, pour les différents impluviums choisis :

- une limite : le bassin d'alimentation de l'exutoire ;
- des éléments : les morphologies exo et endokarstiques ;
- un réseau qui traduit l'interconnexion entre les éléments et conséquemment l'organisation spatiale du karst.

L'approche fonctionnelle également utilisée dans le cadre de ce travail complète bien les observations "naturalistes" de l'approche structurale et permet de caractériser en termes de flux et de temps les dynamiques des systèmes investis.

La méthodologie utilisée est donc basée sur une approche couplée, dite systémique. Ce type d'approche enveloppe selon Donnadieu & Karsky (2002) "*nombres de concepts tels que : système, interaction, organisation, évolution*" et a par ailleurs prouvé toute sa pertinence dans l'étude et la caractérisation de systèmes karstiques régionaux (Martin, 1991; Gamez, 1992; Devos, 1996; Jaillet, 2000; Lejeune, 2005).

2 BAS PLATEAUX CALCAIRES DU NORD-EST DE LA FRANCE ET PROCESSUS DE KARSTOGENESE ASSOCIES

Après une succincte présentation des modalités communes à la karstogenèse sous couverture, nous revenons, plus en détail, sur la karstification sous couverture dite de contact lithostratigraphique qui s'exerce sur les bas plateaux calcaires du Nord-Est de la France.

2.1 CARACTERISTIQUES DES KARSTS SOUS COUVERTURE

Selon Ford & Williams (1989), près de 12 % des terres émergées à l'échelle mondiale seraient occupées par des affleurements calcaires alors qu'en France cette proportion atteint environ 30 % (Salomon J.N, 2006) dont une part tout à fait importante occupée par les karsts sous couverture.

Grandes Causses, karsts périméditerranéens, karsts de montagne ont en commun une énergie hydrodynamique potentielle considérable, moteur de l'écoulement et de la karstification. Dans ces karsts à fort gradient hydraulique, les morphologies karstiques sont souvent spectaculaires. Au sein des plateaux calcaires dépendants essentiellement des Bassins aquitain ou parisien, les morphologies sont plus discrètes, les conditions morphogénétiques différentes. Le développement du karst au sein de ces plateaux n'est pas imputable aux dénivelées médiocres qu'imposent ces bas reliefs à l'écoulement mais il est inféodé à des contrastes géologiques qui conditionnent des "*changements brutaux des conditions d'écoulement*" (Devos A., 2010). La présence d'un faciès peu perméable, coiffant les formations carbonatées, favorise la concentration et la hiérarchisation des écoulements aériens vers l'aquifère calcaire. La disponibilité en eau, facteur reconnu comme décisif à la karstification, est favorisée par la couverture et rend possible la dissolution du massif calcaire sous-jacent. Le rôle de la couverture, quelque soit le type de karst couvert, permet également dans un rôle de compresse humide "*d'entretenir les processus de corrosion dans le temps, générant une crypto-altération quasi permanente*" (Salomon J.N, 2006).

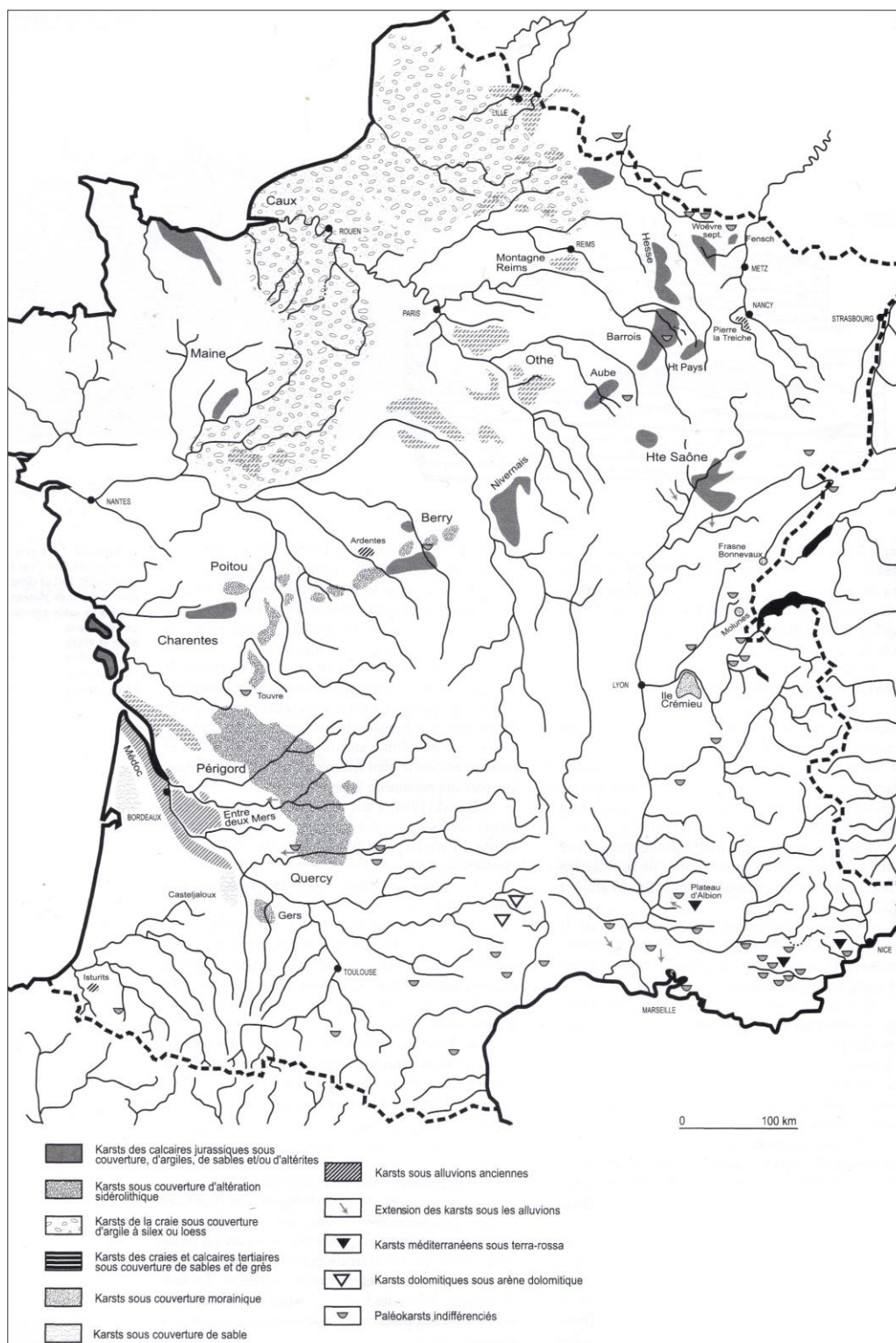
En fonction du contexte géomorphologique et la nature de la couverture, Nicod (1994) distingue sept types de karst sous couverture (tableau 1-1).

Tableau 1-1 : Principaux types de plateaux karstiques sous couverture argileuse, sableuse et/ou détritique (selon Nicod J., 1994)

Types	Région	Exemple	Couverture et substrat	Morphologie	Hydrologie	Références
1 - Karst de contact lithostratigraphique	Lorraine	Woëvre septentrionale	argiles du Callovien sur calcaires bathoniens	Dolines «rondvaux»	divergence artésianisme	GAMEZ, 1992
2 - Karst de cuesta à couverture sablo-gréseuse	Champagne	Montagne de Reims Forêt d'Othe	sables et grès éocènes sur craie sénonienne	Dolines Avens, dolines et réseaux importants	karst d'introduction Pertes en vallée «bimes», artésianisme	RODET 1991,1992
3a - Karst de la craie sous argiles à silex	Normandie	Pays de Caux Eure	Argile à silex + sables et lœss	Vallées sèches Bétouilles = dolines Quelques réseaux importants	Circulation vadose Nappe phréatique	CALBA ET AL., 1979 RODET 1991,1992
3b - Karst sous argiles à chailles	Sud Bassin parisien	Nivernais	Argile à chailles sur calcaires jurassiques	Vallées sèches, suffosion, dolines	Circulation vadose	BRAQUE, 1961 COUTURAUD-ORANGE, 1989
3c - Karst et paléokarst sous sidérolithique	Périgord	Forêt de la Bessède Sarladais	Melières + sidérolithiques sur calcaires crétacés Sidérolithiques sur calcaires gréseux conaciens	Plateau, sols podzoliques "Pechs et plaines" Karst à mogotes	qq. pertes nappes phréatiques	FENELON, 1951 FENELON, 1951 SALOMON, ASTRUC, 1992
3d - Karst méditerranéen sous terra-rossa	Provence	Plateau d'Albion	Terra rossa + silex sur calcaires gréseux	Paléo poljé ? Dolines, avens	Partie impluvium de la fontaine de Vaucluse	JULIAN, NICOD, 1989
3e - Karst dolomitique	Causses	Ouest Causse Noir	Arène dolomitique	Avens ruiniformes		AMBERT, 1991,1992
4a - Karst sous-alluvions anciennes	Sud Touraine	Karst d'Ardentes	Alluvions anciennes sur calcaires bathoniens	Dolines		BRGM, 1975
4b - Karst sous-alluvions récentes	Quercy	Vallée du Lot (Puy-l'Evêque)	Terrasses dans lobes de méandres	Dolines		BRGM, 1985
5 - Karst sous moraines	Jura	Frasne-Bonnevaux Les Molunes	moraines Würm/Jura sur calcaires jur. Idem avec clotte locale	entonnoirs absorbants dolines,ouvalas	Marais,tourbières tourbières	BROSSARD, 1978 NEYROUD, 1984 NICOD, 1990
6 - Karst sous formations éoliennes 6a - sous lœss 6b - sous dunaires	Pologne sud. Maroc Atlantique	Plateau de Lublin Karst de Safi	Lœss sur calcaires crétacés Dunes sur calcaires jurassiques	Dolines Dolines et réseaux		GLAZEK ET AL., 1982 WEISROCK ET LUNSKI, 1987
7 - Karst sous pyroclastes	Italie	Apennin Central	Cendres volcaniques	Evolution des poljés		RAFFY, 1977

En greffant à ce tableau initial quelques travaux des années 1995/2000 qui concernent pour la plupart les karsts sous couverture développés sous alluvions (Losson, 1996, Courreges, 1997), Jaillet (2000) propose une carte typologique (figure 1-3) des plateaux karstiques sous couverture en France.

Figure 1-3 : Carte de situation des principaux plateaux karstiques sous couverture de France (selon Jaillet S., 2000)



2.2 LES KARSTS DU NORD-EST DE LA FRANCE

Les auréoles sédimentaires du Nord-Est de la France, selon la typologie de Nicod, sont concernées par deux types de karstification sous couverture : une développée (type 4a) sous alluvions avec un exemple remarquable dans la région de Pierre-la-Treiche (Losson, 1995, 2003) et une autre dite de contact lithostratigraphique (type 1). Dans notre perspective de connaissance des fonctionnements hydrologiques actuels, les karsts sous couverture alluviale ancienne ne présentent qu'un intérêt relatif : un réseau karstique comme celui de Pierre-la-Treiche étant hydrologiquement non fonctionnel. Il en est autrement des karsts de contact lithostratigraphique qui abritent de véritables systèmes karstiques.

Dans les reliefs de côte du Nord-Est de la France, des faciès peu perméables (marno-calcaires) ou imperméables (marnes ou argiles) surmontent ponctuellement les revers de cuesta armés dans les formations calcaires. Cette zone de contact, entre calcaire et couverture, est ponctuée par de nombreuses morphologies karstiques (perte, doline, gouffre) alignées en liserés. Cette organisation spatiale du karst est typique des karsts de contact lithostratigraphique qui se développent au sein de ces bas plateaux. La dualité géologique entre les bordures calcaires des revers de côte et les dépressions occidentales imperméables détermine plusieurs espaces de dissolution active : les fronts de karstification.

Afin de pouvoir présenter les caractéristiques des fronts de karstification, nous en avons choisi quatre, échantillonnés sur les plateaux calcaires du Nord-Est de la France (figure 1-4) :

- le front de karstification de la Woëvre septentrionale au contact entre les argiles du Callovien et les calcaires du Bathonien (figure 1-5, 1) ;
- le front de karstification de la Fensch amont au contact entre les marnes de Gravelotte et les calcaires de Jaumont (formations du Bajocien supérieur) (figure 1-5, 2) ;
- le front de karstification du Haut-Pays au contact entre les formations de l'Oxfordien supérieur marno-calcaire et de l'Oxfordien moyen (figure 1-5, 3) ;
- le front de karstification de l'Euron amont au contact entre les marnes du Keuper les calcaires du Muschelkalk (figure 1-5, 4).

Figure 1-4 : Localisation des fronts de karstification (fond de carte : B. Losson, 2003, modifié)

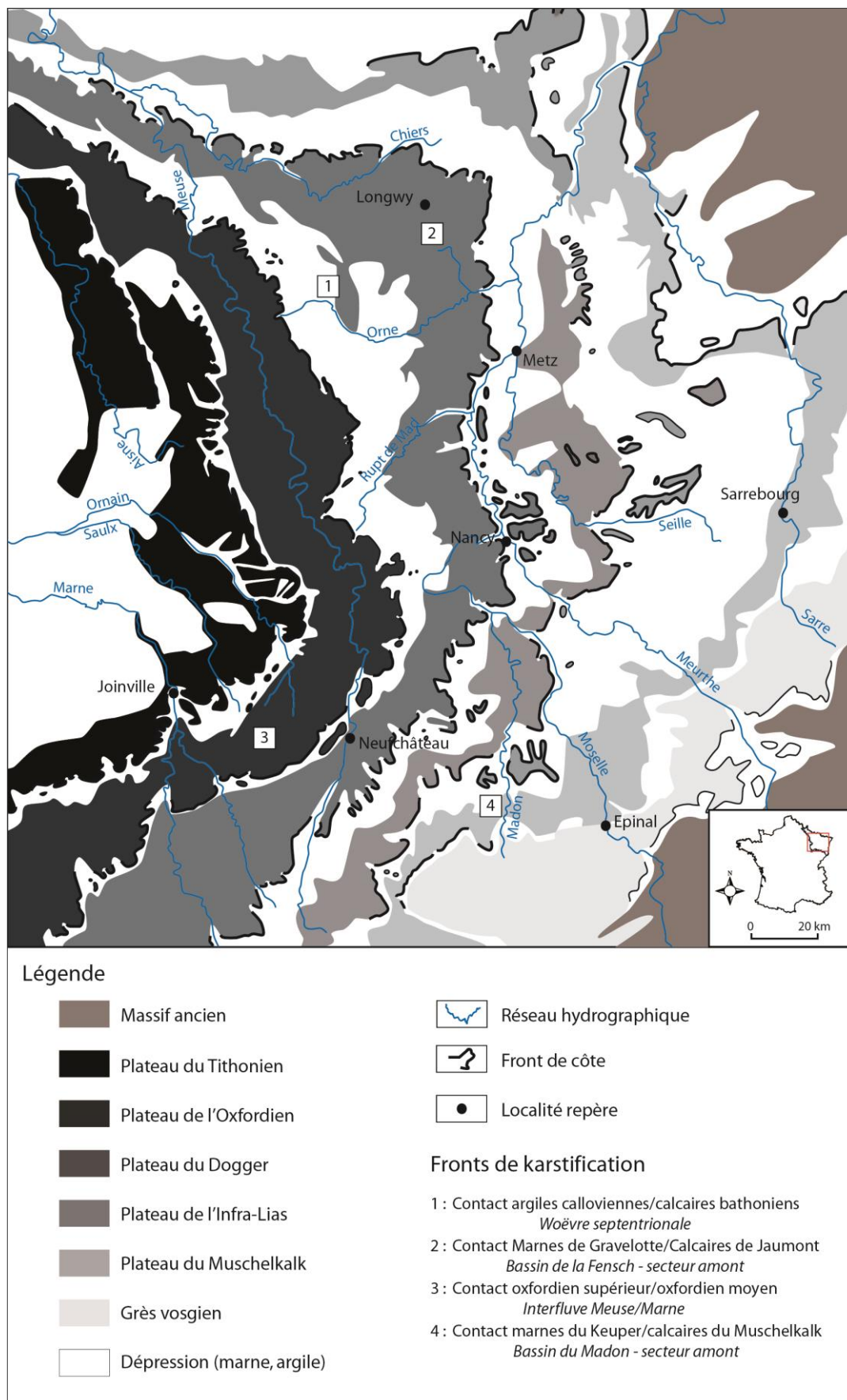
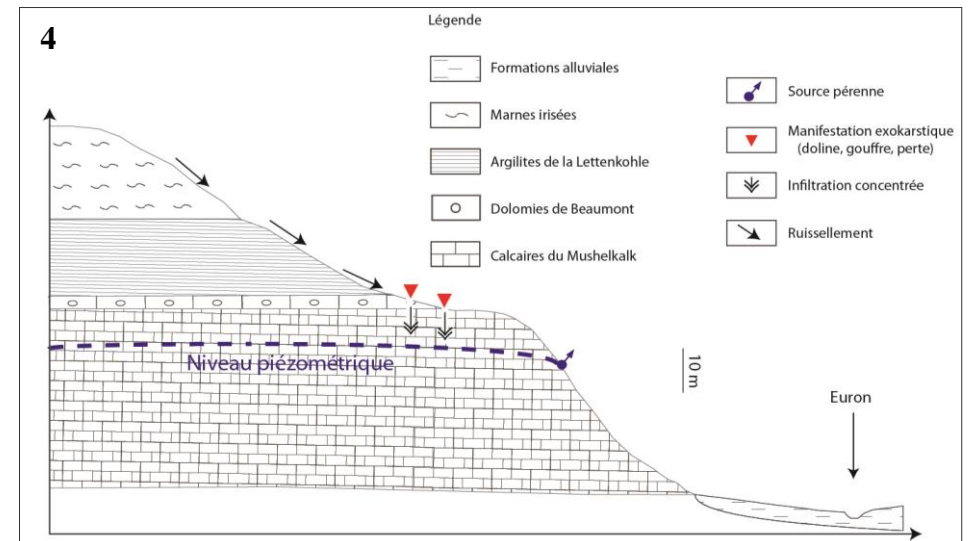
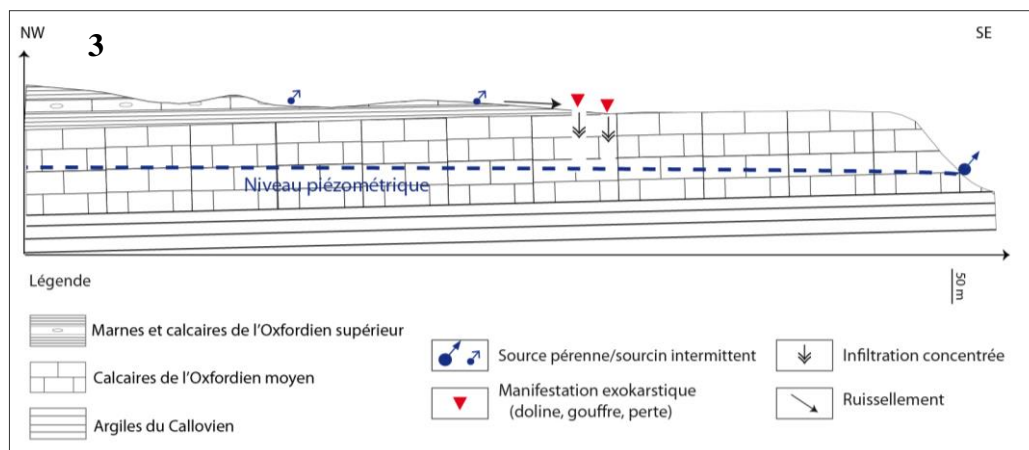
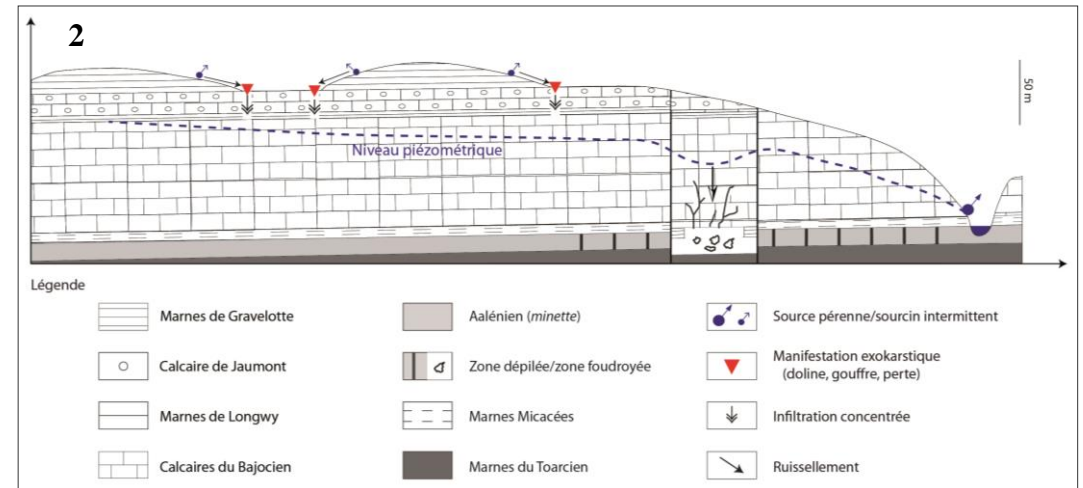
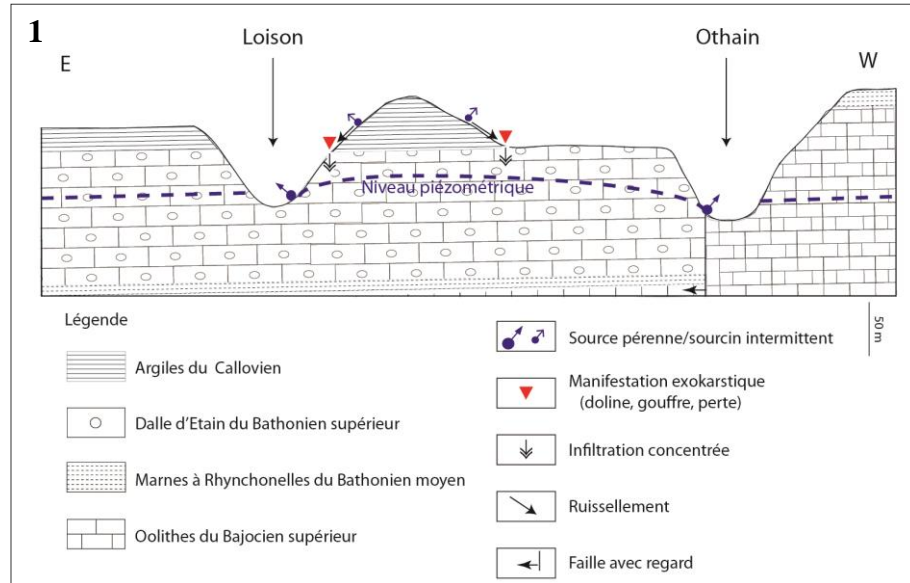


Figure 1-5 : Les fronts de karstification : (1) de la Woëvre septentrionale (selon Gamez P., 1992, modifié), (2) du bassin de la Fensch (selon Devos A., 2010, modifié), (3) de l'interfluve Meuse/Marne (selon Denys-Thomas, 2005 in Marre *et al.*, 2009, modifié), (4) du bassin de l'Euron (selon Mansuy D., 2005, modifié)

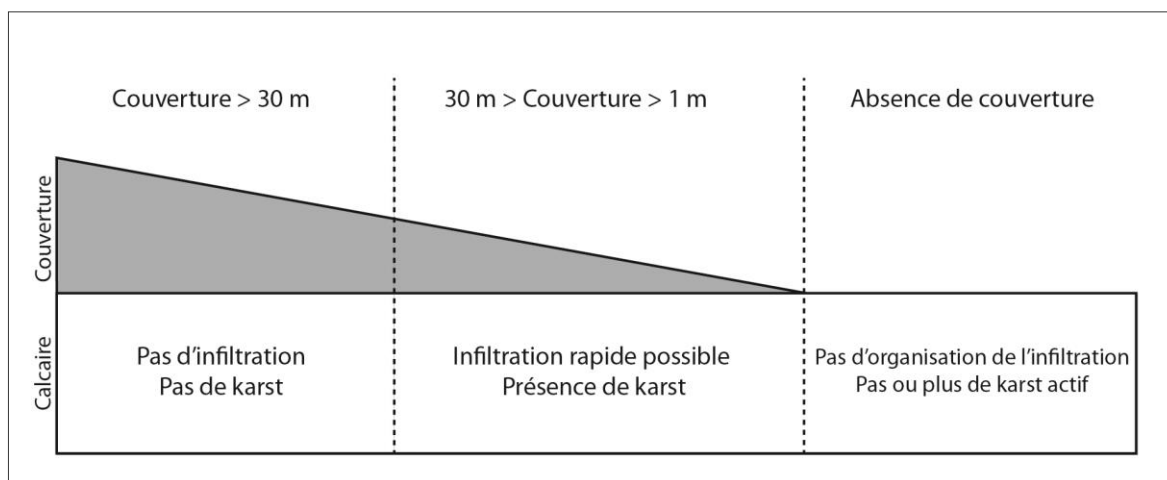


2.2.1 LES SEUILS DE COUVERTURE : UN CARACTERE COMMUN A LA KARSTIFICATION DES SYSTEMES

Les fronts de karstification présentent comme dénominateur morphogénétique commun, l'existence d'une couverture peu ou pas perméable surplombant la couche calcaire. Les constatations morphologiques révèlent, qu'en l'absence d'une couverture, l'énergie potentielle des précipitations se dissipe au profit d'une infiltration diffuse dans le massif calcaire alors qu'au-delà de 30 m de puissance, la couverture agit comme une barrière hydrogéologique empêchant toute ablation chimique des calcaires.

La karstification du plateau calcaire n'est par conséquent rendue possible que lorsque la couverture semi-perméable affiche une puissance de 1 à 30 m (figure 1-6). Le massif calcaire présentant une couverture trop épaisse ou inexistante présente une karstification faible voir nulle ; il est hydrologiquement peu ou pas influencé par le karst.

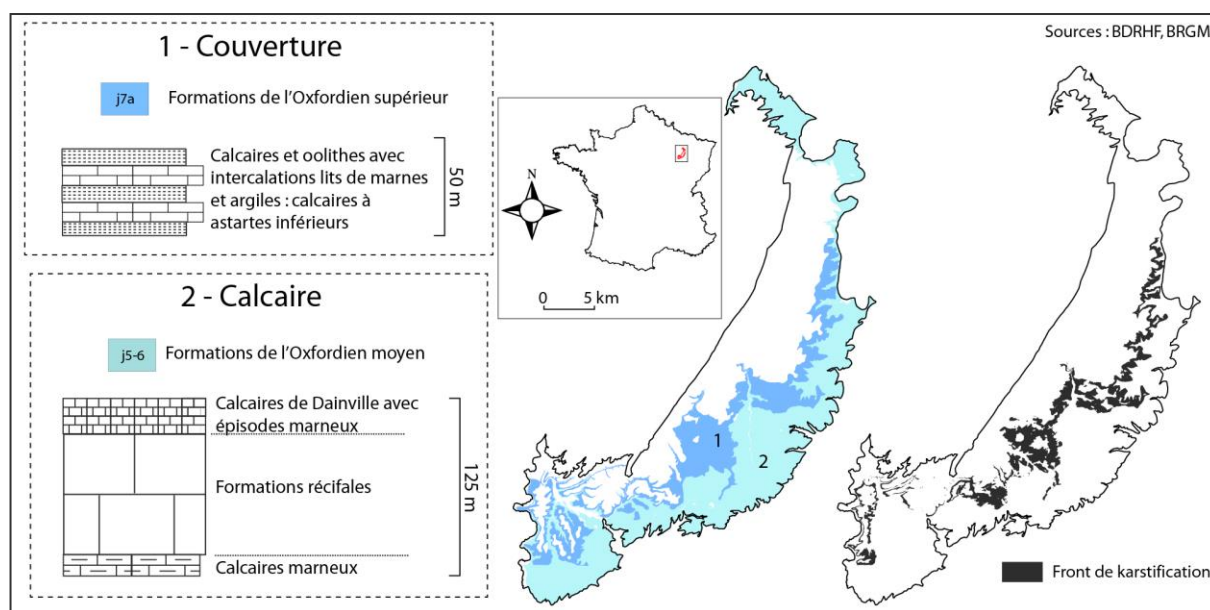
Figure 1-6 : Limite de la karstification par deux seuils de couverture (selon Jaillot S., 2000, modifié)



Sur les plateaux calcaires de la Lorraine, l'extension du front correspond, le plus souvent, à une bande irrégulière d'orientation Nord-Sud présentant une largeur qui peut atteindre 30 km d'est en ouest (Jaillet S., 2000).

Le front de karstification hypothétique¹³, très étroit, du Haut-Pays peut être présenté à titre d'exemple (figure 1-7) : il se développe au contact d'une zone de couverture peu perméable formée dans les marno-calcaires de l'Oxfordien supérieur et d'une couche calcaire inscrite, dans cette région, dans les strates de l'Oxfordien moyen (Carpentier C, 2004).

Figure 1-7 : Le front de karstification hypothétique de l'interfluve Meuse/Marne¹⁴



2.2.2 LES PARAMETRES DIFFERENCIATIFS

Les recherches menées localement par quelques géographes (Gamez, 1977, 1979, 1992, Jaillot, 2000, Devos, 1996, 2010) ont permis de révéler que certaines conditions induisent des variantes à ce schéma général. Présenter ces paramètres nous permet de comprendre leurs poids relatifs sur le degré de karstification et par conséquent sur les dynamiques de circulation d'eau.

La nature de la couverture

La Woëvre septentrionale, le bassin de la Fensch, l'interfluve Meuse/Marne ont en commun de présenter des couvertures très peu perméables (argiles/marnes) considérées comme les plus

¹³ D'un point de vue méthodologique, l'altitude du contact entre les formations de l'Oxfordien supérieur et les formations de l'Oxfordien moyen a été évaluée par l'utilisation d'un modèle numérique de terrain. En considérant un pendage de 2 %, l'altitude hypothétique du toit de la couche calcaire a ensuite été extrapolée sur l'ensemble de la zone sous couverture. La différence entre l'altitude extrapolée de ce toit et l'altitude au sol donne l'épaisseur hypothétique de la couverture. Le front de karstification de ce secteur est individualisé en retenant uniquement une épaisseur de couverture comprise entre les deux valeurs seuils de 1 et 30 m.

¹⁴ Sur les cartes et figures que nous avons réalisées, "Source(s)" renvoie aux fonds utilisés.

karstogènes. De telles couvertures permettent une concentration et une hiérarchisation efficaces des écoulements aériens et favorisent, d'une part en surface, la mise en place de nombreuses morphologies de pertes et, d'autre part souterrainement, le développement de réseaux de drains révélés, selon les cas, par des constatations spéléologiques, par des sources aux débits conséquents ou encore par des traçages colorimétriques aux vitesses hypogées rapides. Pour que les formes d'absorption soient les plus vives et donc que la karstification soit la plus avancée, la couverture argileuse doit elle-même être coiffée par des formations semi-perméables qui lui assurent des apports d'eau même en période d'indigence hydrologique.

Une couverture semi-perméable n'a qu'un impact modéré sur les processus d'érosion du calcaire sous-jacent. La karstification peu active dans ce type de configuration est à mettre en relation avec une faible structuration des écoulements sur les couches semi-perméables mais également avec une saturation probable en CaCO_3 rendant peu agressives les eaux qui pénètrent les couches calcaires (Devos A, 2010).

La nature et l'épaisseur de la couche sous-couverture

Dans le bassin de l'Euron, la couverture est argileuse (argiles de la Lettenkhole) mais la densité en indices morphologiques est nettement moins forte que celle constatée sur les fronts les plus karstifiés. Sur ce secteur, c'est la faible puissance de la couche dolomitique karstifiable (5 m) qui est à l'origine d'un tel constat ; la nature marno-calcaire des formations sous-jacentes limitant toute dissolution accusée du massif.

Le facteur lithologique, qu'il s'exerce du fait de la couverture ou de sa couche sous-jacente est le facteur considéré le plus impactant sur le degré de maturation du karst. Hydrologiquement, ce sont les secteurs qui présentent un binôme de perméabilité couche imperméable/couche calcaire bien développé qui accueille les manifestations les plus développées.

La fracturation

Une fracturation importante constatée au niveau d'un front de karstification, comme c'est le cas par exemple dans le bassin de la Fensch, conditionne :

- dans les grabens, une conservation de la couverture et le maintien d'une configuration karstogène couche imperméable/couche perméable ;
- dans les horsts, un nivellement progressif qui dénude la couverture et endigue la dissolution des faciès carbonatés sous-jacents.

Par son caractère très localisé, la fracturation joue cependant un rôle que Devos (2010) considère comme "*secondaire et indirect*".

2.2.3 LE REcul DE COUVERTURE

Le démantèlement progressif de la couverture se traduit conjointement à l'exhumation du calcaire par le déplacement des fronts de karstification vers l'ouest. Certaines formes assimilables à un karst résiduel se situent en périphérie des zones de contrastes lithologiques et constituent les témoins de cette migration (figure 1-8). Les karsts les plus anciens sont donc les plus orientaux ; là où le recul de couverture s'est opéré plus anciennement. Cette constatation a été confirmée par des datations des spéléothèmes (Jaillet *et al.*, 2002, Harmand *et al.*, 2004), qui indiquent, par exemple, sur les calcaires tithoniens (plateau du Barrois) des karsts vieux de 400 000 ans en situation d'amont pendage (karst de Poissons) et des karsts beaucoup plus récents plus à l'ouest (environ 20 000 ans sur le système karstique du Rupt-du-Puits) (tableau 1-2).

Tableau 1-2 : Datations U/th réalisées sur 6 systèmes karstiques de l'Est du Bassin parisien (selon Jaillet *et al.*, 2002)

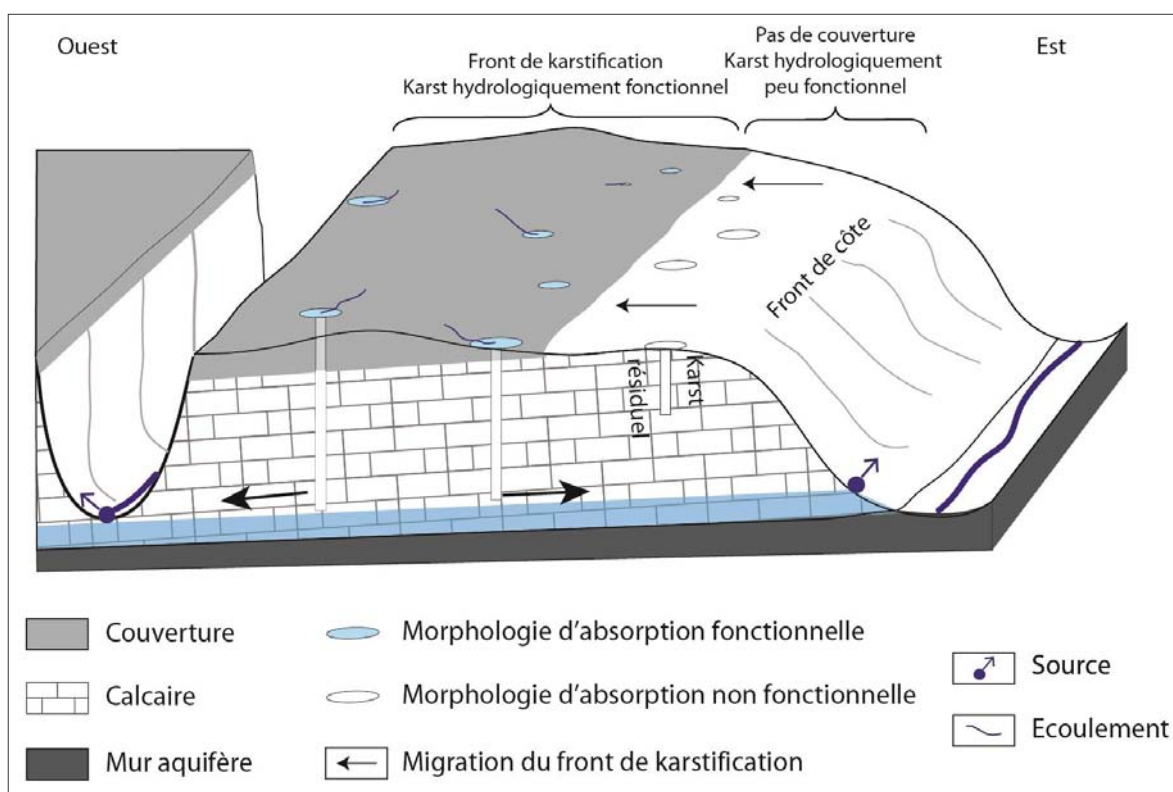
Etage	Systèmes karstiques	Nb. datations méthode α	Nb. datations méthode TIMS	Total datations	Gamme de datation
Tithonien	Rupt-du-Puits	2	24	26	0 à 32 000 ans BP
	Cousances	4	10	14	16 000 à 150 000 ans BP
	Poissons	4	0	4	29 000 à + de 400 000 ans
Oxfordien	Hadès	0	4	4	1 000 à 50 000 ans BP
Bajocien	Pierre-la-Treiche	24	10	34	0 à + de 350 000 ans BP
	Marron	2	0	2	55 000 à 70 000 ans BP

Le recul de la couverture a également des conséquences sur le fonctionnement aquifère.

En situation d'amont pendage. Entre le front de côte et la couverture, les formes de l'exokarst sont déconnectées des circulations aériennes. La zone saturée devenue libre est alimentée préférentiellement par les infiltrations lentes au sein du calcaire et se vidange par des sources de trop plein localisées à l'interface entre le calcaire et le mur aquifère. Si le recul occidental de couverture n'est pas trop marqué l'exokarst peut continuer à être en contact avec les émergences d'amont pendage et les alimenter rapidement.

En situation d'aval pendage. La zone saturée bénéficie des apports de la couverture qui permet une convergence des écoulements de surface via les morphologies d'infiltration rapide. Les émergences localisées en limite de nappe captive constituent fréquemment les exutoires de systèmes karstiques bien développés.

Figure 1-8 : Recul de couverture, migration du front de karstification et conséquences hydrologiques



CONCLUSION DU CHAPITRE 1

Faible gradient hydraulique, karstification à première vue discrète, les karsts sous couverture du Nord-Est de la France détonnent vis à vis de l'imagerie traditionnelle et plus méridionale des milieux calcaires. Les bas plateaux calcaires recèlent pourtant des densités de morphologies tout à fait remarquables qui sont géographiquement circonscrites à des zones de dissolution préférentielles : les contacts lithostratigraphiques. De ces secteurs, nous en connaissons :

- les dynamiques morphokarstiques, qu'elles soient de surface, souterraine (Gamez, 1977, 1979, 1992; Jaillet, 2000; Devos, 2010) actuelles ou anciennes (Losson B., 2003) qui ont été révélées par les investigations spéléologiques, les constatations morphogénétiques, les datations ;
- les contrastes spatiaux qu'ils induisent sur les circulations d'eau : les zones de contact lithostratigraphique, localisées sur les plateaux, correspondent à des secteurs de pertes alors qu'en aval de ces systèmes, la convergence des écoulements participe à une alimentation soutenue des exutoires situés dans les fonds de vallées périphériques. Cette configuration a été perçue par l'étude des caractères de l'écoulement de cours d'eau parcourant les bas plateaux calcaires du Nord-Est de la France tels le Loison et Lothain (Gamez P., 1992), la Saulx (Devos A., 1996) ou encore la Marne (Lejeune O., 2005).

Mais, quelles sont, les temps et les volumes caractéristiques de fonctionnement aux niveaux des exutoires des fronts de karstification ? Comment et par où transitent ces volumes ? Qu'en est-il du fonctionnement hydrodynamique lorsque la couverture a complètement été dégagée ?

Ces questions sont au cœur de notre recherche, pour y répondre notre démarche mêle considérations géomorphologiques, géologiques et analyses hydroclimatiques.

CHAPITRE 2 : LE CYCLE DE L'EAU : APPROCHE QUANTITATIVE ET RESERVOIRS

SOMMAIRE

1 LE DOMAINE D'ETUDE

2 ASPECTS CLIMATIQUES

2.1 LA REPARTITION DES PRECIPITATIONS

2.2 APPORTS ET PRELEVEMENTS : LE BILAN DE L'ECOULEMENT

3 LITHOLOGIE ET COMPORTEMENTS HYDROGEOLOGIQUES

3.1 L'AQUIFERE DU MUSCHELKALK

3.2 LES AQUIFERES DU DOGGER

3.3 LES AQUIFERES DE L'OXFORDIEN

4 L'EMPRISE SPATIALE DU KARST

4.1 DES PLATEAUX PAUVRES EN RESEAUX SPELEOLOGIQUES

4.2 DES PLATEAUX RICHES EN MORPHOLOGIES KARSTIQUES

INTRODUCTION DU CHAPITRE 2

L'objectif de ce chapitre est de présenter les principales caractéristiques physiques, à l'échelle du domaine d'étude, qui interagissent dans le cycle de l'eau.

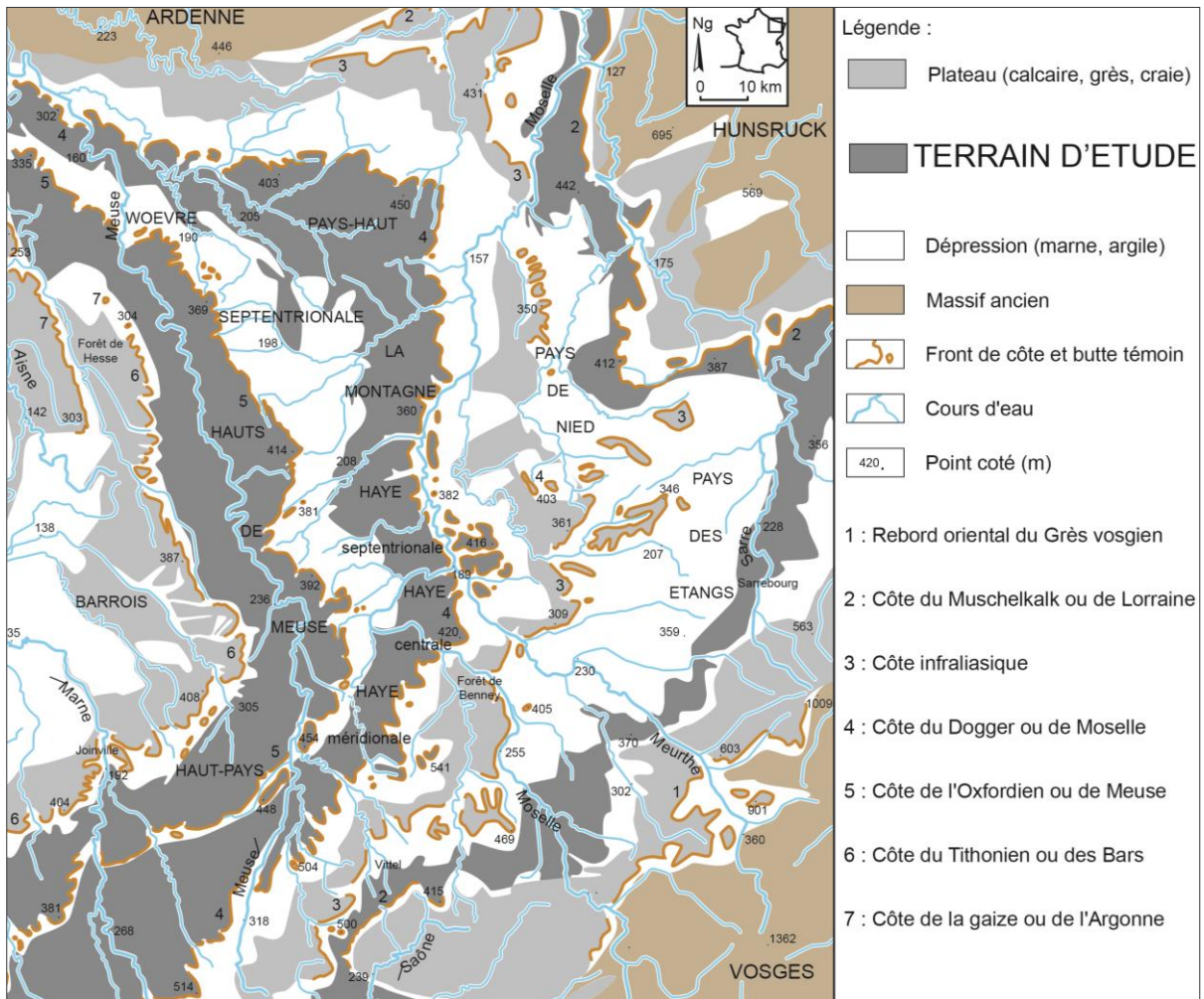
Dans un premier temps, nous précisons les termes du cycle et leurs variabilités dans le temps. La confrontation entre les données de précipitations (entrée) et d'évapotranspiration (sortie) disponibles aux postes climatiques, permet d'estimer tour à tour la quantité d'eau mobilisable (soit les précipitations efficaces) qui entre dans le fonctionnement hydrologique des trois aquifères suivis et les rythmes saisonniers qu'impose la variabilité des prélèvements évapotranspiratoires.

Connaître le cycle de l'eau d'un espace c'est aussi prendre en considération les réservoirs qui s'inscrivent entre les entrées et sorties. La nature calcaire des milieux investis inhibe le ruissellement et rend prépondérant le rôle des réservoirs souterrains. Loin d'être homogènes, ces réservoirs, à l'échelle du domaine d'étude, sont composés de strates plus ou moins perméables déterminant des systèmes aquifères multicouches dont nous apprécions les variabilités spatiales (latérales et verticales) par l'étude stratigraphique. Les caractères hydrogéologiques des différentes couches sont également évoqués afin d'individualiser sur chaque plateau les principaux comportements aquifères. Marqués par la variabilité géologique, les systèmes suivis le sont aussi par les morphologies du karst dont nous présentons en dernier lieu, via une base de données qui synthétise ces informations, la répartition à l'échelle du domaine d'étude.

1 LE DOMAINE D'ETUDE

Les recherches ont été menées sur les plateaux du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien. Localisés dans les régions Lorraine et Champagne-Ardenne, ils correspondent aux revers des cuestas caractéristiques de l'Est du bassin de Paris (figure 2-1).

Figure 2-1 : Les cuestas et plateaux associés dans le Nord-Est de la France (fond de carte : Losson B., 2003, modifié)



A l'échelle du domaine d'étude, les recherches en hydrologie quantitative ont principalement été menées sur les espaces les plus spectaculaires du plateau du Dogger ; soit ceux marqués par le karst telles la Woèvre septentrionale (Gamez P., 1992), la Haye méridionale (Thillay M., 1979) ou ceux dont les activités minières ont profondément perturbé les comportements hydrodynamiques telle la région du Pays-Haut (Vaute L., 2000, 2005, 2007) (annexe 2-1). Le plateau du Dogger est en outre perçu comme un système aquifère d'importance où les enjeux

sont notables (proximité au pied du plateau des agglomérations de Nancy, Metz ou Thionville) ; constatation qui explique les nombreuses études hydrogéologiques diligentées par l'AERM, menées localement (AERM, 1976, 1977, 1978, 1979), ou apportant une vision plus synthétique car élargie à l'ensemble de l'auréole (AERM, 1982, Griolet *et al.*, 1987).

Notre démarche de compréhension des circulations a été envisagée dans un premier temps (2007, début 2008) à l'échelle de cet unique plateau ; nous voulions synthétiser les comportements observés et explorer hydrologiquement les espaces peu connus.

Profitant de l'opportunité de deux études menées récemment au CEGUM, nous avons pu étendre le terrain d'investigation originel aux auréoles du Muschelkalk et de l'Oxfordien, ce qui nous permet de dresser un panorama plus complet des fonctionnements hydrodynamiques:

- l'étude (base de données) IKARE (Losson *et al.*, 2011), menée par le CEGUM, le CERPA¹⁵, la LISPEL¹⁶ et le GEREEA¹⁷ sous la tutelle de l'AERM¹⁸, s'appuie à la fois sur un travail bibliographique et sur des prospections et vérifications de terrain. Elle dénombre, localise, caractérise les différentes morphologies karstiques et les traçages colorimétriques des plateaux du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien, permettant d'apprécier spatialement et quantitativement les contrastes qu'occasionnent ces morphologies sur les dynamiques de circulation ;
- l'étude géomorphologique et hydrologique (Marre *et al.*, 2009, Devos *et al.*, 2009) conduite par les laboratoires GEGENA¹⁹, CERPA, CEGUM et EDYTEM²⁰ sur le plateau oxfordien, longtemps considéré comme "le parent pauvre" de la karstologie en Lorraine (Gamez P., 1985). Cette recherche, menée sur l'interfluve Meuse/Marne et financée par l'ANDRA²¹, a permis de proposer, via les indicateurs du karst, un modèle d'évolution géomorphologique du plateau situé à proximité du site d'enfouissement de Bure (Meuse). Outre les investigations géomorphologiques, cette étude s'est accompagnée de campagnes de mesures hydrologiques en basses et hautes eaux afin d'identifier les contrastes spatiaux de l'écoulement et de l'instrumentation de deux bassins versants pour préciser, sur une année hydrologique, certaines caractéristiques de fonctionnement.

¹⁵ Centre d'Etudes et de Recherches sur les PAysages.

¹⁶ Ligue SPEléologique de Lorraine.

¹⁷ Groupe Etudes Recherches en Eau Environnement Aménagement.

¹⁸ L'étude IKARE porte sur les formes du karst dans le bassin Rhin-Meuse.

¹⁹ Groupe d'Etude sur les Géomatériaux et Environnements Naturels, Anthropiques et Archéologiques.

²⁰ Environnement, DYnamiques et TErritoires de la Montagne.

²¹ Agence Nationale pour la gestion des Déchets RAdioactifs.

2 ASPECTS CLIMATIQUES

Il n'est pas question ici de faire une étude très poussée des caractéristiques hydroclimatiques du domaine d'étude mais de présenter, à travers l'utilisation d'un bilan de l'écoulement, les contours quantitatifs (entrées et sorties) des paramètres qui régissent le cycle de l'eau. Une telle opération permet de quantifier l'eau mobilisable pour les fonctionnements ainsi que sa répartition dans le temps. Nous présentons avant ces opérations comptables quelques aspects du climat et de la répartition des précipitations sur l'espace géographique étudié.

2.1 LA REPARTITION DES PRECIPITATIONS

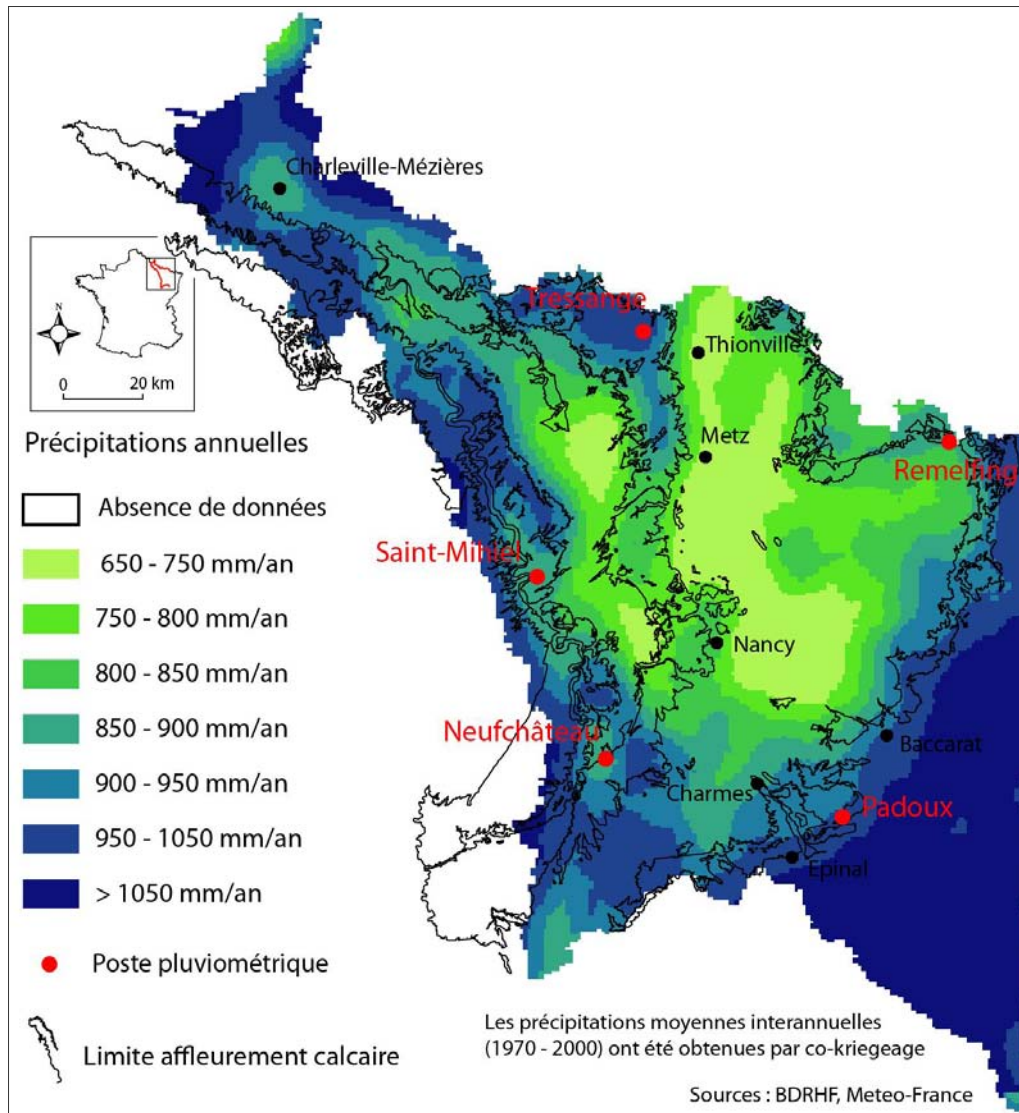
La partie orientale du Bassin parisien est marquée par la prédominance de flux d'ouest océaniques responsables d'une humidité quasi permanente au cours de l'année mais également d'une légère continentalisation reflétée par des épisodes orageux estivaux parfois violents. Ce climat océanique (Estienne & Godart, 1990) s'explique, d'une part, par l'absence de fort relief à l'ouest qui avantage l'incursion des masses d'air atlantiques mais aussi par la position marquée à l'intérieur des terres qui autorise quelques effets de la continentalisation. A l'ouest de la partie orientale du Bassin parisien, seuls le Massif armoricain et le Bocage normand forment, avec des altitudes culminantes d'environ 400 m, une légère barrière à la progression des masses d'air atlantique.

Abstraction faite des Massifs vosgiens, ardennais et de la plaine d'Alsace, les précipitations moyennes annuelles dans le secteur sont comprises entre 650 et 950 mm (figure 2-2). Ces différences pluviométriques au sein du Plateau lorrain traduisent, selon Gille (1985), "*le rôle tenu par le relief dans la pluviométrie régionale*" et permettent d'opposer schématiquement :

- les plateaux (soit le domaine d'étude) qui forment des barrières orographiques pluviogènes. Les totaux pluviométriques sur ces secteurs sont généralement supérieurs à 850 mm/an, en attestent ceux des stations de Saint-Mihiel (plateau de l'Oxfordien), de Tressange et Neufchâteau (plateau du Dogger) ou de Remelfing et Padoux (plateau du Muschelkalk). Ils peuvent toutefois être plus modestes comme c'est le cas pour la partie centrale du plateau du Dogger (750-850 mm/an), déjà à l'abri des hauteurs de Meuse, sensiblement équivalentes;
- aux dépressions qui, par effet d'abri, constituent des secteurs de creux pluviométriques. Cette constatation est tout à fait perceptible dans la dépression de la Woëvre qui longe le

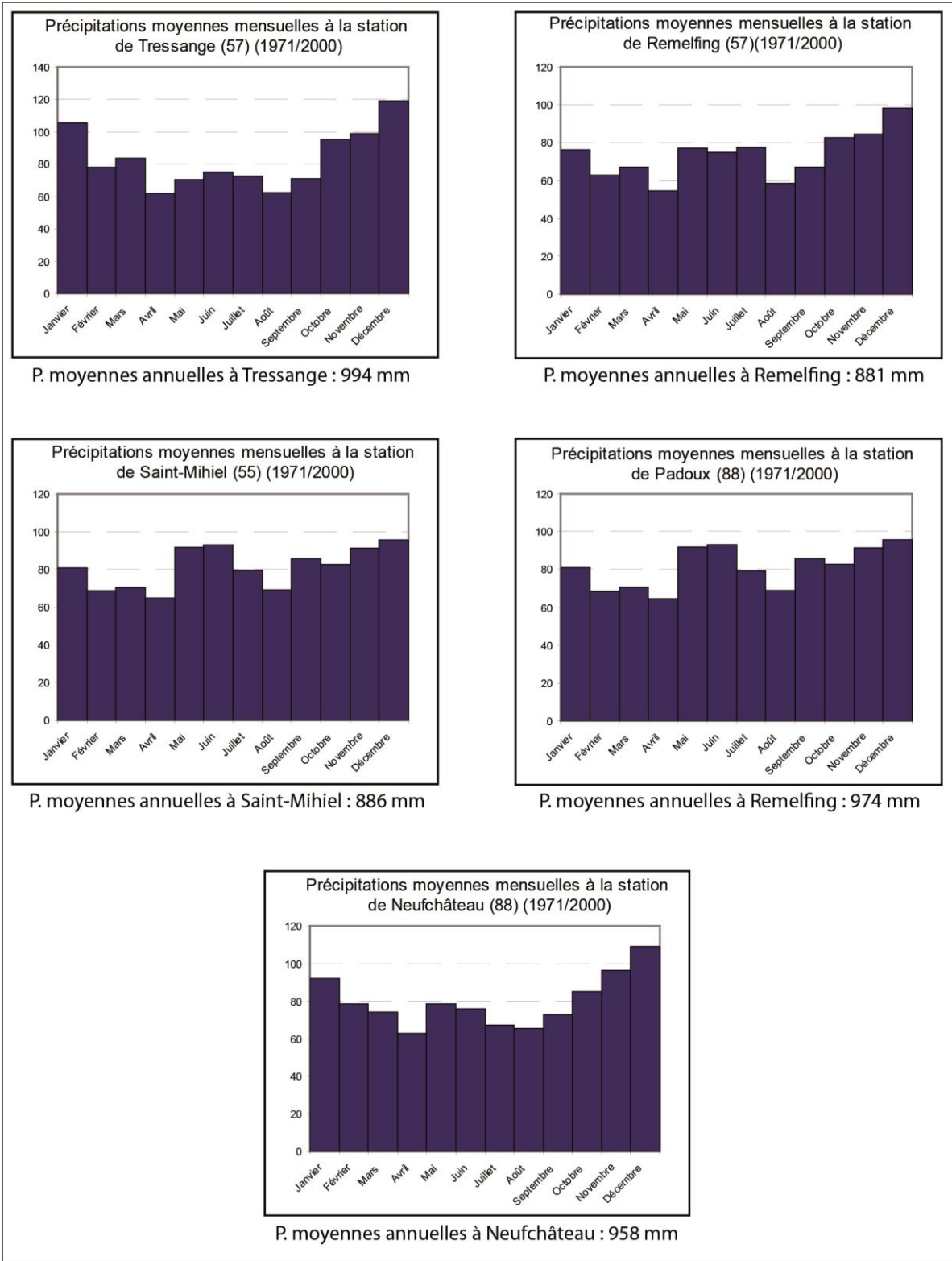
plateau de l'Oxfordien ou encore dans la dépression liasique au pied du plateau du Dogger. Dans cette configuration, la pluviométrie annuelle est de l'ordre de 650-750 mm/an.

Figure 2-2 : Précipitations moyennes interannuelles dans le Nord-Est de la France (période 1971/2000) et localisation des postes pluviométriques utilisés



En termes de variations saisonnières moyennes, les diagrammes (figure 2-3) révèlent le caractère équitablement réparti des précipitations au cours de l'année mais également une organisation mensuelle très similaire sur les cinq postes pluviométriques retenus : l'automne et le début de l'hiver sont marqués par un léger accroissement des précipitations (80 à 100 mm/mois), tandis que la fin de l'hiver et le début du printemps apparaissent moins arrosés (\approx 60 mm/mois). S'observe également sur les cinq stations une période de maximas pluviométriques secondaires centrée sur la fin du printemps (mai-juin).

Figure 2-3 : Régime des précipitations mensuelles aux stations Tressange, Remelfing, Saint-Mihiel, Padoux, Neufchâteau. Ces différents postes pluviométriques sont localisés sur la figure 2-2.



2.2 APPORTS ET PRELEVEMENTS : LE BILAN DE L'ECOULEMENT

Le bilan en hydrologie repose sur l'analyse de la cohérence entre les volumes d'entrée et les volumes de sortie ; à l'échelle d'un bassin versant il devient un bilan hydrologique, dans une perspective stationnelle il prend la forme d'un bilan hydrique. Dans cette démarche de présentation du caractère régional du cycle de l'eau, le bilan calculé à partir d'un poste climatique pour quantifier le surplus d'eau à l'origine des écoulements prend davantage la forme d'un bilan hydrique qui se pose en ces termes :

$$P = ETR + S + \Delta Ru \quad (1)$$

P représente les précipitations sous forme liquide ou solide ;

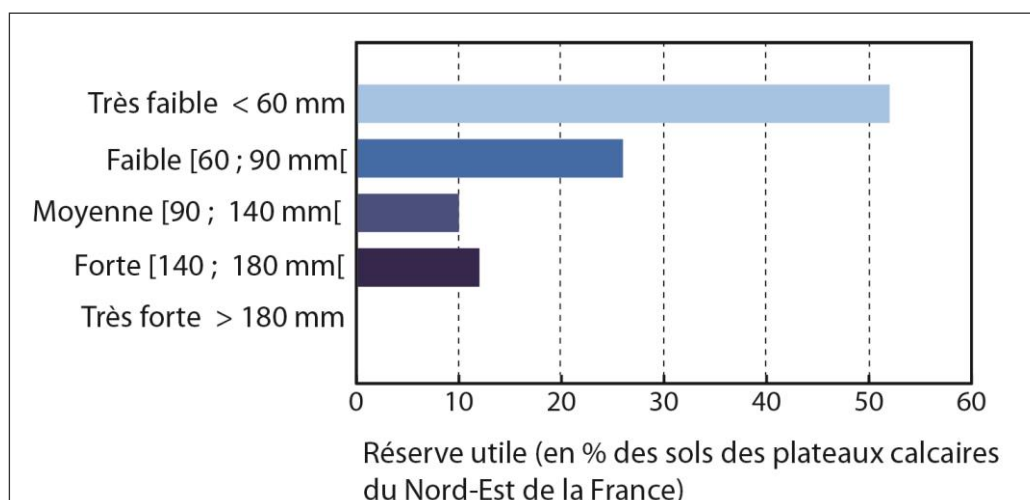
ETR est l'évapotranspiration réelle ;

S correspond au surplus du bilan *i.e.* l'écoulement soit la somme des termes Q (débit) et ΔR (variation des réserves hydrologiques) du bilan hydrologique ;

ΔRu révèle les variations de la réserve utile sur la période donnée.

L'estimation de la réserve utile des sols, paramètre fondamental dans le calcul du bilan hydrique se fonde sur les relevés effectués par l'IFN²² sur les sols des bas plateaux calcaires du Nord-Est de la France (sols principalement carbonatés, calciques ou bruns, IFN, 2005) (figure 2-4). Ces données révèlent que les sols reposant sur des formations aquifères calcaires du Nord-Est de la France sont généralement peu développés et présentent une forte teneur en éléments grossiers ; la réserve utile est, dans la plupart des cas, très faible en surface.

Figure 2-4 : Réserve utile des plateaux calcaires du Nord-Est de la France (selon l'IFN, 2005)

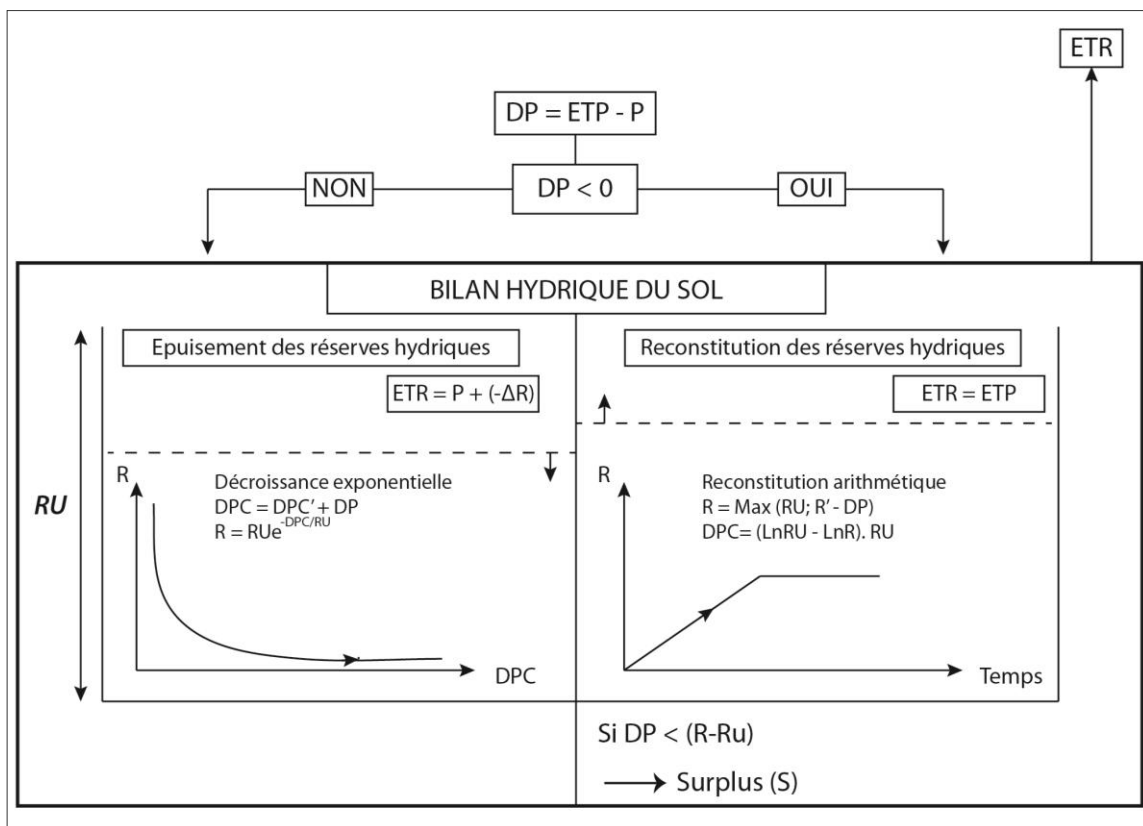


²² Inventaire Forestier National.

Le calcul de l'évapotranspiration réelle constitue la difficulté majeure dans l'établissement du bilan hydrologique. L'estimation de ce paramètre repose souvent sur des formules empiriques telles que celle de Turc : formule qui permet de s'affranchir des paramètres du bilan énergétique difficilement quantifiables mais qui ne donne que des ordres de grandeur de l'ETR, caractéristique d'un contexte bio-climatique (Rémenieras G., 1968).

Dans notre démarche, l'ETR est estimée à partir du calcul du bilan hydrique annuel de Thornthwaite selon les modalités décrites dans la figure 2-5.

Figure 2-5 : Schéma du bilan hydrique selon Thornthwaite



Avec :

DP : déficit pluviométrique = ETP - P ;

DPC : déficit pluviométrique cumulé d'un mois sur l'autre tant que DP est positif (>0) ;

ΔR : variation de la réserve d'un mois à l'autre ;

RU : réserve utile ;

R : état de la réserve hydrique.

Au même titre que les précipitations, l'ETP (ou ET_0) devrait être spatialisée mais ces méthodes sont lourdes à mettre en place et la faible densité des points de mesure rend ce type d'opération peu pertinente. L'ETP choisie pour les bilans aux stations est consécutivement une

valeur approchante qui est celle de la station synoptique la plus proche (sans gradient de correction).

Sur la période 1971/2000, les prélèvements évapotranspiratoires annuels des stations de Tressange (ETP de Metz-Frescaty), Neufchâteau (ETP de Nancy-Essey) et Remelfing (ETP de Phalsbourg) présentent des valeurs très comparables, de l'ordre de 625/650 mm/an²³. L'analogie entre les valeurs d'ETR révèle que l'élément différenciatif du bilan de l'eau à l'échelle de l'exutoire choisi est donc le volume total précipité annuellement. Par conséquent, le surplus I est compris dans un intervalle qui est celui des totaux pluviométriques, soit pour les trois stations environ 100 mm (de 260 mm/an pour la station la moins arrosée qui est celle de Remelfing à 360 mm/an pour la station la plus arrosée qui est celle de Tressange).

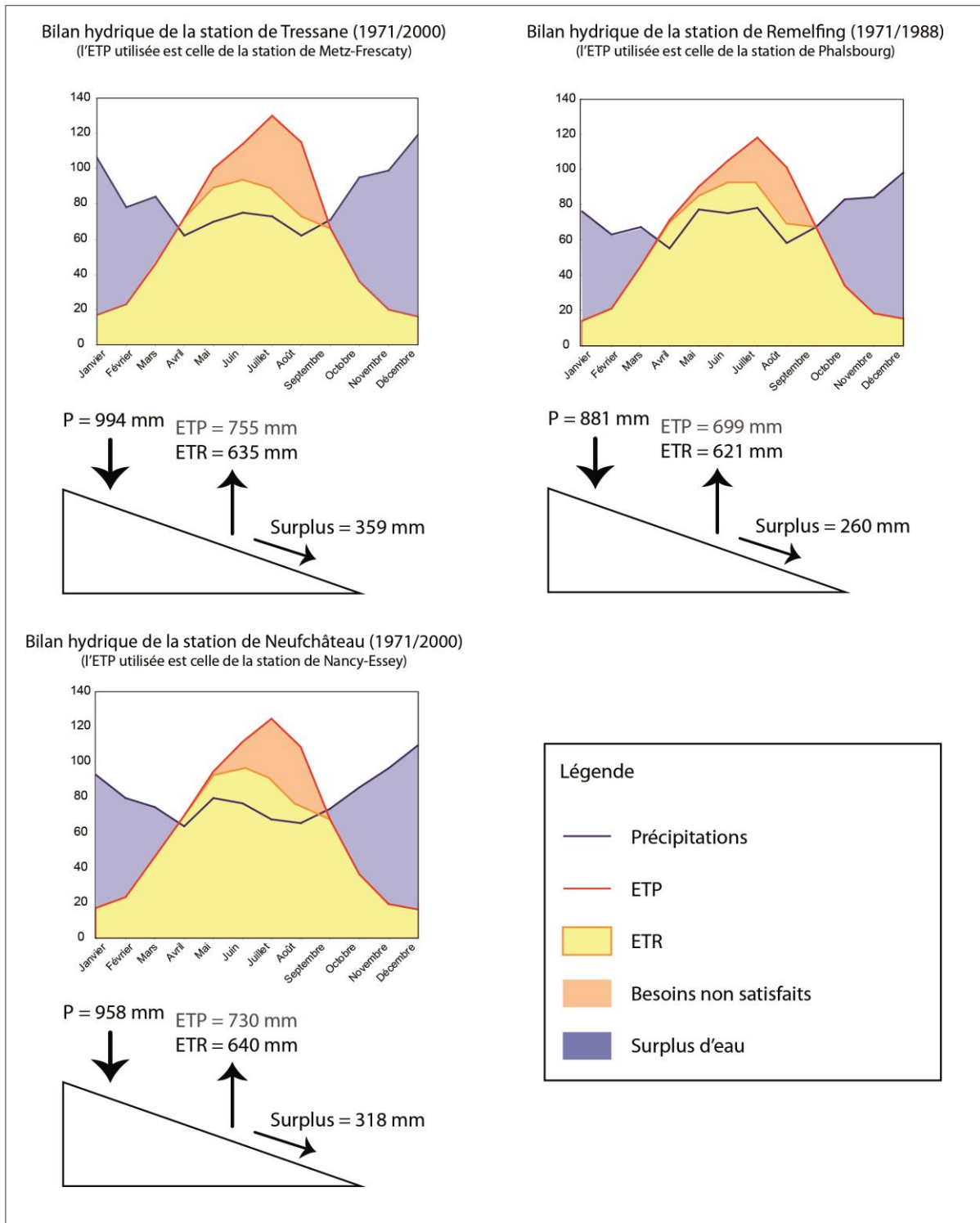
Bien que les surplus d'eau, sous l'impulsion de la variabilité des précipitations, soient différents sur les trois postes retenus, les fluctuations saisonnières des paramètres du bilan répondent aux mêmes variations (figure 2-6) :

- d'octobre à mars. Le mois d'octobre s'accompagne d'une recharge de la réserve utile pour les plantes en accord avec la baisse de l'évapotranspiration qui se stabilise, lors des mois hivernaux, autour de 20-30 mm. Lors de cette période, les précipitations sont efficaces²⁴, le surplus qui s'amorce en novembre atteint sa valeur paroxystique en décembre/janvier. L'écoulement généré par le surplus participe lors de ces quelques mois, en grande partie, à la recharge aquifère ;
- d'avril à septembre. Le mois de mars marque quant à lui le réveil végétatif et conséquemment les reprises par évapotranspiration. Les prélèvements se font plus conséquents dès le mois d'avril et atteignent sur les trois postes leurs valeurs maximales en juillet. Le déficit pluviométrique cumulé s'accroît lors des mois d'août et septembre, cette période estivale est celle où les besoins en eau sont non satisfaits (ETP-ETR<0), où les réserves diminuent et les tarissements hydrologiques s'observent.

²³ Ces valeurs (qui correspondent au déficit d'écoulement du bilan hydrologique) sont tout à fait comparables à celles que Lang (2007) a observé sur 63 bassins versants du bassin Rhin-Meuse. Par ailleurs, la limite de la réserve utile a été fixée, sur ces postes, à 50 mm.

²⁴ Les précipitations efficaces correspondent à la "fraction des précipitations génératrice d'écoulement, immédiat ou différé, superficiel ou souterrain" (source : <http://hydrologie.org>).

Figure 2-6 : Bilans hydriques des stations de Tressange, Neufchâteau et de Remelfing



Deux constats principaux peuvent être émis quant au fonctionnement hydroclimatique des aquifères suivis :

- un d'ordre quantitatif qui concerne la quantité d'eau mobilisable pour l'écoulement qui est, à l'échelle du domaine d'étude, de l'ordre de 300 mm/an ;

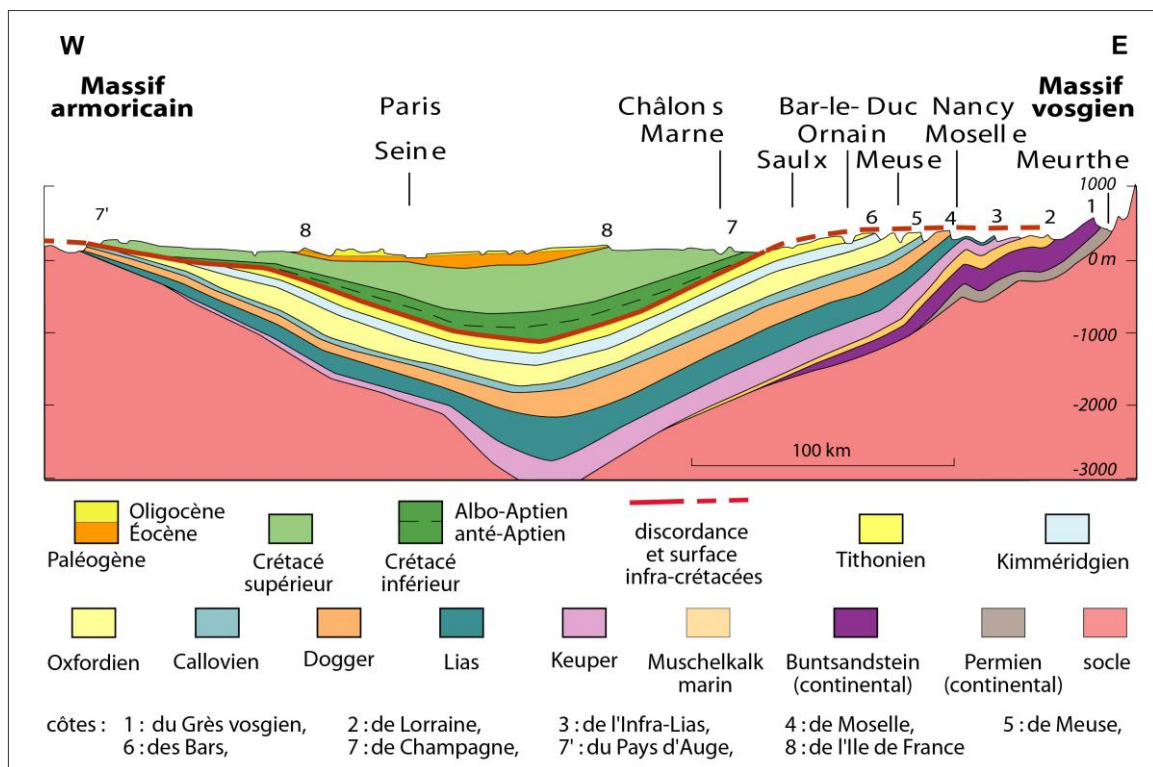
- un d'ordre temporel qui découle de l'inégale distribution à l'échelle annuelle des précipitations efficaces ; la période hivernale concentrant la quasi intégralité des volumes disponibles pour les fonctionnements hydrologiques.

3 LITHOLOGIE ET COMPORTEMENTS HYDROGEOLOGIQUES

La coupe Ouest-Est de la bordure orientale du bassin de Paris (figure 2-7) témoigne de l'agencement des différentes formations géologiques rencontrées dans l'est de la France. Structuralement, on distingue trois entités :

- la Plaine d'Alsace qui correspond à un fossé tectonique remblayé par des formations plio-quadernaires ;
- les Vosges cristallines au sud et gréseuses au nord ;
- le Plateau lorrain, où des plateaux armés dans des faciès carbonatés dominent des plaines marneuses ou argileuses.

Figure 2-7 : Coupe schématique du bassin de Paris (source : Le Roux J. & Harmand D., 2009)

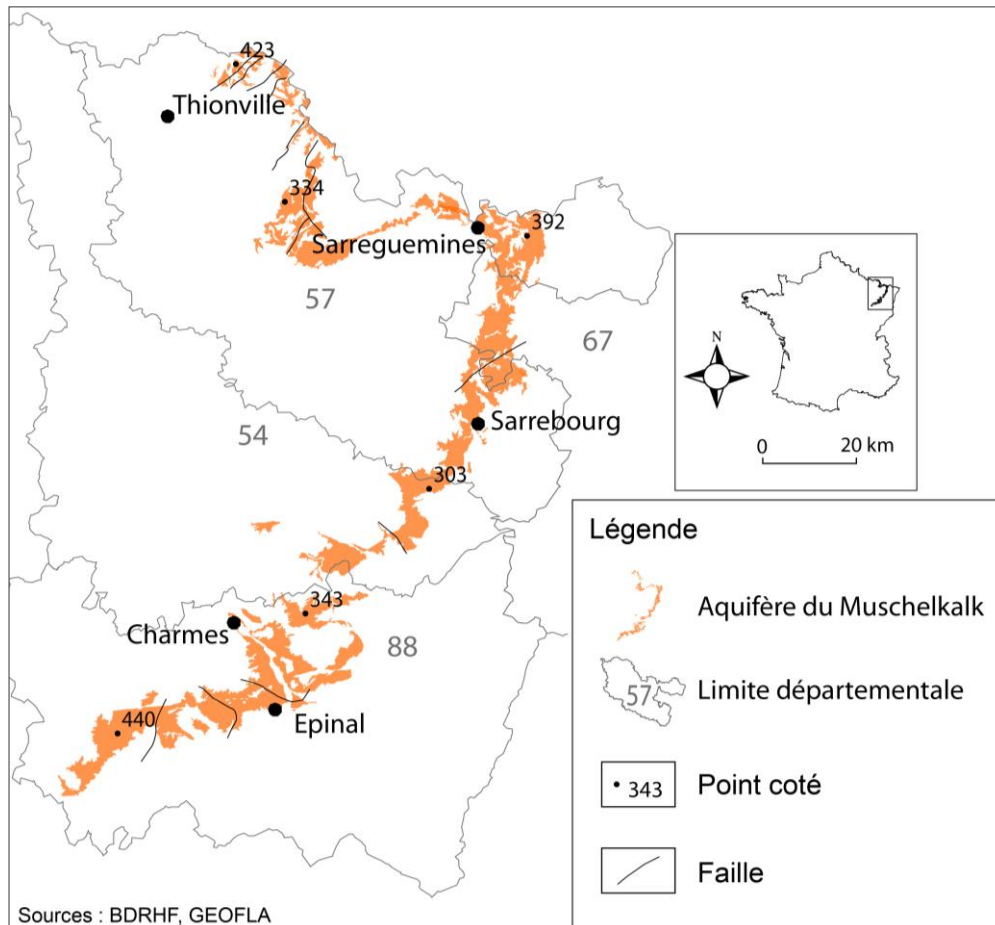


Ce dernier secteur abrite les trois principaux plateaux calcaires étudiés qui correspondent à des auréoles sédimentaires mésozoïques aux conditions de dépôt et d'évolution hétérogènes.

3.1 L'AQUIFERE DU MUSCHELKALK

La cuesta du Muschelkalk ou cuesta de Lorraine correspond à une bande étroite de moins de 6 km de large qui s'étend sur 250 km de long du nord de la Moselle au sud-ouest des Vosges (figure 2-8) couvrant une superficie de 1320 km².

Figure 2-8 : Localisation et présentation de l'aquifère du Muschelkalk



Au sein de ce plateau, seules les strates du Muschelkalk supérieur abritent un véritable aquifère. Elles correspondent à des dépôts carbonatés triasiques, à entroques, cératites et térébratules où s'intercalent localement des niveaux marneux plus détritiques. Les strates du Muschelkalk supérieur auxquelles sont classiquement rattachées les formations dolomitiques de la Lettenkohle inférieure constituent un aquifère simple développé entre un toit (pour la partie captive) formé par les argiles de la Lettenkohle moyenne et un mur constitué par les couches grises du Muschelkalk moyen (figure 2-9). On identifie, dans le sens de l'écoulement gravitaire (figure 2-9) :

Les formations de la Lettenkohle

La Lettenkohle est un ensemble formé par trois formations essentiellement dolomitiques qui se développent sur environ 30 mètres. Une formation supérieure dolomitique ; la Dolomie limite (2-5 m), un étage moyen formé par des argilites (10-12 m) qui constitue une strate globalement imperméable et l'étage de la Dolomie inférieure (10 m) qui est hydrauliquement connecté avec l'étage carbonaté sous-jacent. Cette configuration n'est cependant pas valable dans l'extrémité septentrionale de l'auréole du Muschelkalk : le faciès argileux de la Lettenkohle moyenne laisse en effet place dans la région de Sierck-les-Bains (nord-est de Thionville) à un faciès dolomitique unique.

Les formations du Muschelkalk supérieur

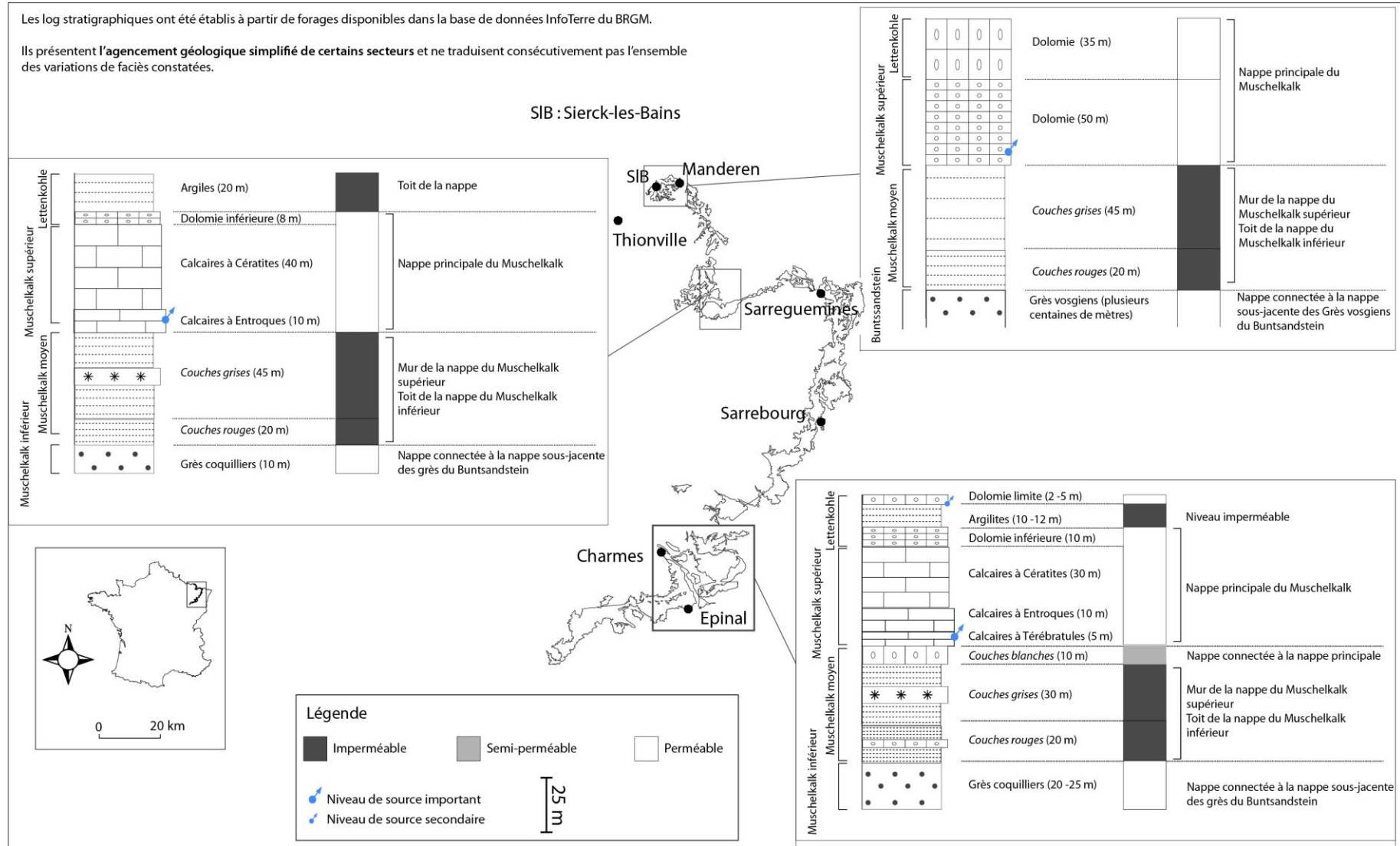
Le Muschelkalk supérieur est un ensemble carbonaté constitué, de haut en bas, des Calcaires à cératites, dans lesquels s'intercalent sporadiquement quelques strates marneuses, des Calcaires à entroques plus massifs et des Calcaires à térébratules qui constituent la base de la série. D'une puissance moyenne de 50 m, les couches du Muschelkalk supérieur peuvent atteindre, localement, une puissance de 100 mètres. Les faciès dolomitiques et carbonatés de la Lettenkohle et du Muschelkalk supérieur renferment la nappe souterraine la plus importante de l'auréole du Muschelkalk. Dans la partie septentrionale de l'aquifère, les couches carbonatées à cératites et entroques laissent place à un faciès franchement dolomitique. Localement karstifié, cet aquifère est drainé par des sources aux débits très variables, les plus importantes, telle celle de Manderen (57), présentent un débit d'étiage de plusieurs l/s. Cette variabilité de fonctionnement est également traduite par la gamme des valeurs de transmissivité²⁵ disponibles qui s'échelonnent entre 6.10^{-3} et 4.10^{-5} m²/s (AERM, 2002(a)).

Les formations du Muschelkalk moyen

Le Muschelkalk moyen est un ensemble essentiellement marneux qui constitue le mur aquifère des formations du Muschelkalk supérieur et le toit des formations du Muschelkalk inférieur. On y distingue, de haut en bas, "les Couches blanches" marneuses à bancs dolomitiques plus ou moins épais, "les Couches grises" argileuses et dolomitiques (25-45 m) et les marnes bariolées communément appelées "Couches rouges" (30 m).

²⁵ "Paramètre régissant le flux d'eau qui s'écoule par unité de largeur de la zone saturée d'un aquifère continu et par unité de gradient hydraulique" (Castany G., 1977).

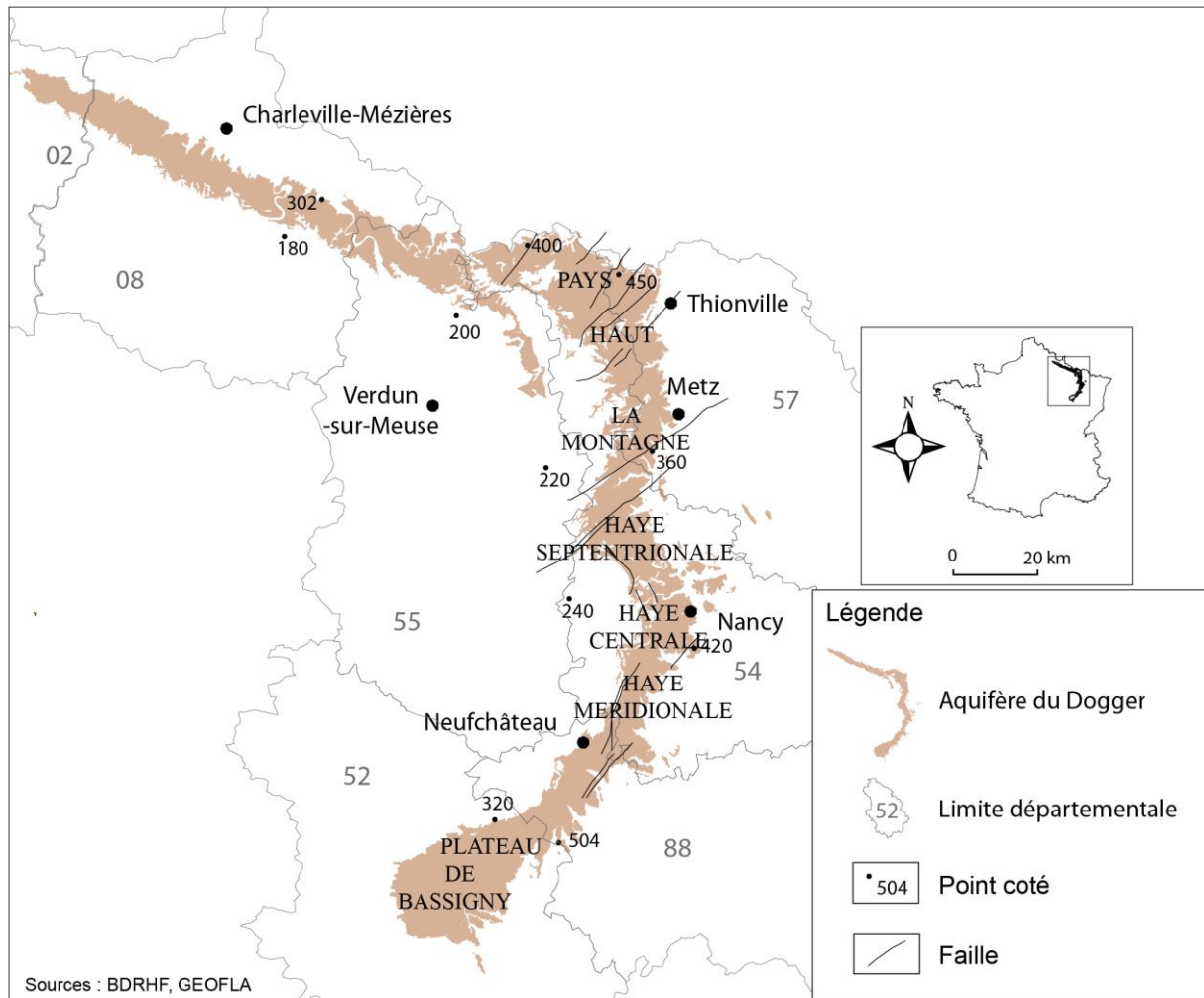
Figure 2-9 : Stratigraphie et comportements hydrogéologiques de l'aquifère du Muschelkalk



3.2 LES AQUIFERES DU DOGGER

Les formations du Dogger, armature des côtes dites "de Moselle", se présentent sous la forme d'une auréole longue de 320 km et large de 12 km en moyenne s'étirant du nord de la Bourgogne à l'ouest des Ardennes (figure 2-10).

Figure 2-10 : Localisation et présentation de l'aquifère du Dogger



Le revers de la côte du Dogger est formé par deux plateformes carbonatées qui correspondent respectivement à une première sédimentation récifale datée du Bajocien moyen et inférieur et une seconde sédimentation essentiellement oolithique et lagunaire du Bajocien supérieur et Bathonien (Lexa-Chomard & Pautrot, 2006). D'une superficie totale à l'affleurement de 4000 km², les formations du Bajocien et du Bathonien constituent un système complexe, marqué par la présence d'horizons marneux qui déterminent un système de nappes souterraines superposées et localement connectées selon les variations latérales des faciès imperméables (figure 2-11). Du sommet à la base de l'aquifère, on retrouve (figure 2-11) :

Les formations du Bathonien moyen et inférieur

Les Marnes à Rhynchonelles. Formation essentiellement marneuse, puissante de 60 mètres en moyenne, c'est un niveau peu perméable sauf dans la région d'Étain où ces marnes évoluent latéralement vers un faciès calcaire (Dalle d'Étain) aux bonnes dispositions hydrogéologiques.

Les Caillasses à *Anabacia*. Complexe calcaire et marno-calcaire peu épais (5-20m) qui présente un intérêt aquifère local. Ces deux formations laissent place au sud de Vézelize à un faciès plus carbonaté.

Les Marnes à Térébratules. Niveau argilo-sableux qui disparaît au nord du bassin de Briey, la faible épaisseur de ce niveau (5 m) ne constitue pas un véritable écran imperméable mais peut être considéré comme un frein à la percolation souterraine.

Les formations du Bajocien supérieur

Les importantes variations latérales de faciès constatées dans la partie sommitale des formations du Bajocien supérieur conduisent à distinguer :

La partie septentrionale de l'auréole du Dogger (Longwy/Briey)

Dans le secteur de Briey-Longwy, la partie supérieure du Bajocien forme un horizon carbonaté relativement aquifère : l'Oolithe de Doncourt (15 -20m).

La partie centrale de l'auréole du Dogger (Chambley-Bussières/Toul)

Dans le secteur de Chambley-Bussières, l'oolithe de Doncourt laisse place à un faciès aux moindres aptitudes hydrogéologiques : l'Oolithe à *Clypeus Ploti* (15- 20m).

La partie méridionale de l'auréole du Dogger (au sud de Toul)

L'horizon des oolithes à *Clypeus Ploti* se voit dès Pont-à-Mousson coiffer par l'oolithe Milière Supérieure qui transgresse progressivement pour constituer au niveau de Vézelize un horizon épais (40 m) et relativement massif. À partir de Neufchâteau, l'oolithe Milière Supérieure laisse place à des calcaires compacts.

Les horizons moyens et inférieurs du Bajocien supérieur sont moins marqués par les variations latérales de faciès, on y retrouve :

Les Marnes de Gravelotte présentes dans les parties septentrionales et centrales de l'aquifère. Elles se comportent selon les variations locales d'épaisseur et de faciès, comme une couche imperméable ou comme une formation semi-perméable (Vaute L., 2007).

L'Oolithe de Jaumont est un calcaire coquillier possédant de bonnes capacités aquifères. Cet étage contient localement une nappe perchée (10-25m) mais peut aussi être en communication avec la nappe principale des calcaires à polypiers du Bajocien moyen. En l'absence d'une couverture marneuse, le sommet de cet horizon est fréquemment karstifié (Griolet *et al.*, 1987). Au sud de Chambley, le niveau oolithique devient plus sableux et correspond à l'Oolithe Miliare Inférieure.

Les marnes de Longwy. Mince formation (2-10m) marno-calcaire, elle se comporte comme une couche semi-perméable. Au nord de Chambley cette formation est fréquemment remplacée par des calcaires siliceux qui peuvent présenter localement de fortes puissances (vallée de l'Orne).

Les formations du Bajocien moyen

Les formations du Bajocien moyen correspondent à un épais horizon calcaire coquiller développées dans des récifs à polypiers (50-80m). Les zones d'affleurement sont marquées localement par la karstification, l'étage apparaît également comme très fissuré en fond de vallée. A l'échelle de la couverture carbonatée du Dogger, on distingue cependant des variations de faciès. Dans la région de l'Orne, les Calcaires à polypiers laissent place à des calcaires à lits marno-sableux (les Calcaires siliceux de l'Orne). Au sud de Chambley-Bussières, s'intercale dans les récifs de polypiers un niveau marno-calcaire oolithique : l'Oolithe canabine.

Les formations du Bajocien inférieur

Le Bajocien inférieur est marqué par une superposition de deux étages à dominante calcaire.

Les calcaires à entroques. Horizon qui connaît d'importantes variations de puissance (de 5 à 30m), c'est un calcaire à grains fins et à entroques. De Pont-à-Mousson à Vézelize le faciès évolue vers un calcaire plus ferrugineux coiffé d'un calcaire oolithique (l'Oolithe blanche).

Les calcaires gréseux. Dans les parties Nord et centrale, c'est un calcaire coquillier présentant localement des intercalations sableuses. Cet étage présente un développement d'une quinzaine de mètres qui s'amincit progressivement vers le sud pour atteindre 5 mètres dans la région de Neufchâteau. Les formations du Bajocien inférieur ne présentent que peu de contrastes de perméabilité avec les formations sus-jacentes du Bajocien moyen (qui reçoivent elles-aussi des apports du niveau supérieur).

L'ensemble de ces formations (Bajocien moyen et inférieur) est assimilé à la nappe principale et couramment désignée comme la nappe du Dogger. Au sein de cet aquifère, un endokarst actif peut régir les transferts d'eau souterrains et définir des conditions d'écoulement en drain. Les différents essais de pompage réalisés dans la nappe principale du Dogger évoquent des valeurs de transmissivité comprises entre 1×10^{-2} et 1×10^{-5} m²/s et des débits d'exploitation qui s'échelonnent de quelques centaines de litres par seconde à 50 m³/h pour les forages les plus productifs (AERM, 2004(b)). L'étendue de ces valeurs traduit d'importantes disparités de fonctionnement hydrogéologique en lien avec la profonde hétérogénéité géologique constatée au sein de cette formation²⁶. Ces différents niveaux aquifères sont délimités par un toit inscrit, selon les secteurs, dans les imperméables du Bathonien moyen, du Bajocien supérieur, voir du Callovien. Le mur aquifère est composé par les marnes du Toarcien ou par les marnes micacées (nord de Pont-à-Mousson et secteur non concerné par l'exploitation minière).

Les Marnes micacées. Correspond à un étage peu perméable formé d'argiles et de marnes gris-bleu. Hors bassin minier, cette formation constitue le mur de l'aquifère du Dogger. Ce faciès n'est plus présent au sud de Pont-à-Mousson.

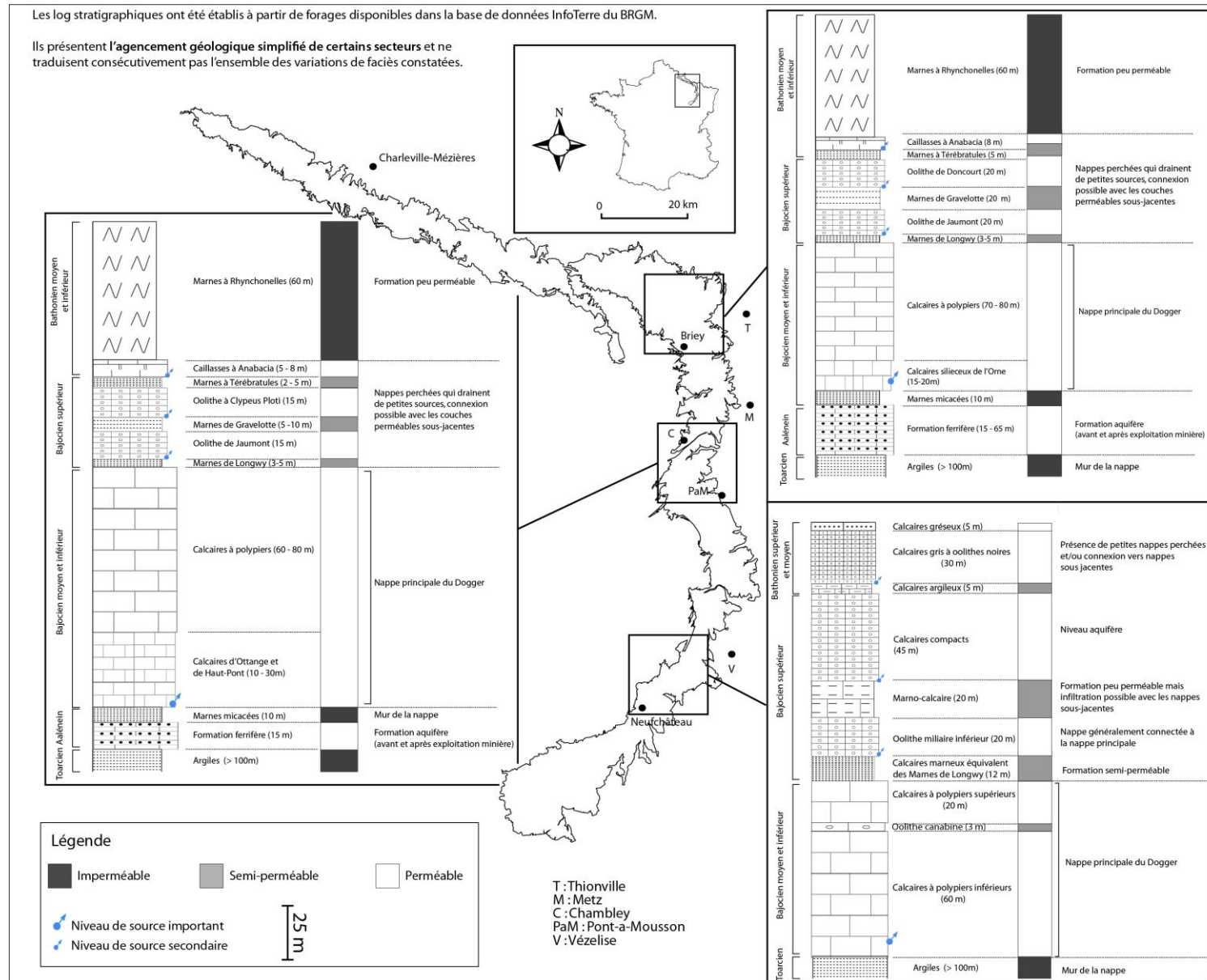
Les formations de l'Aalénien

L'Aalénien. Alternance de marnes et de calcaire ferrugineux (minette). Ce faciès se retrouve essentiellement dans deux bassins : le bassin de Briey où son épaisseur peut atteindre cinquante mètres et dans le bassin de Nancy où son épaisseur est réduite (environ 15 mètres). Ce faciès est présent très sporadiquement au sud de Toul. Dans les secteurs de Briey-Longwy et de Nancy, l'exploitation minière a provoqué une modification des conditions de

²⁶ On ne peut pas uniquement imputer l'étendue des valeurs de transmissivité ou des débits de pompage au seul facteur lithologique, certaines conditions locales (karstification, tectonique, localisation du pompage sur le plateau ou en fond de vallée) influencent également ces résultats.

fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère du Dogger. L'extraction du fer de la couche aalénienne dans ces deux secteurs s'est accompagnée d'un foudroyage massif des horizons calcaires du Bajocien sus-jacents. Consécutivement aux modifications des caractéristiques aquifères, certains bassins versants qui drainent ces régions tels que ceux de l'Orne, de la Chiers amont, de la Fensch ont vu et voient encore leurs comportements hydrologiques différer de l'originel (Vaute L., 2007).

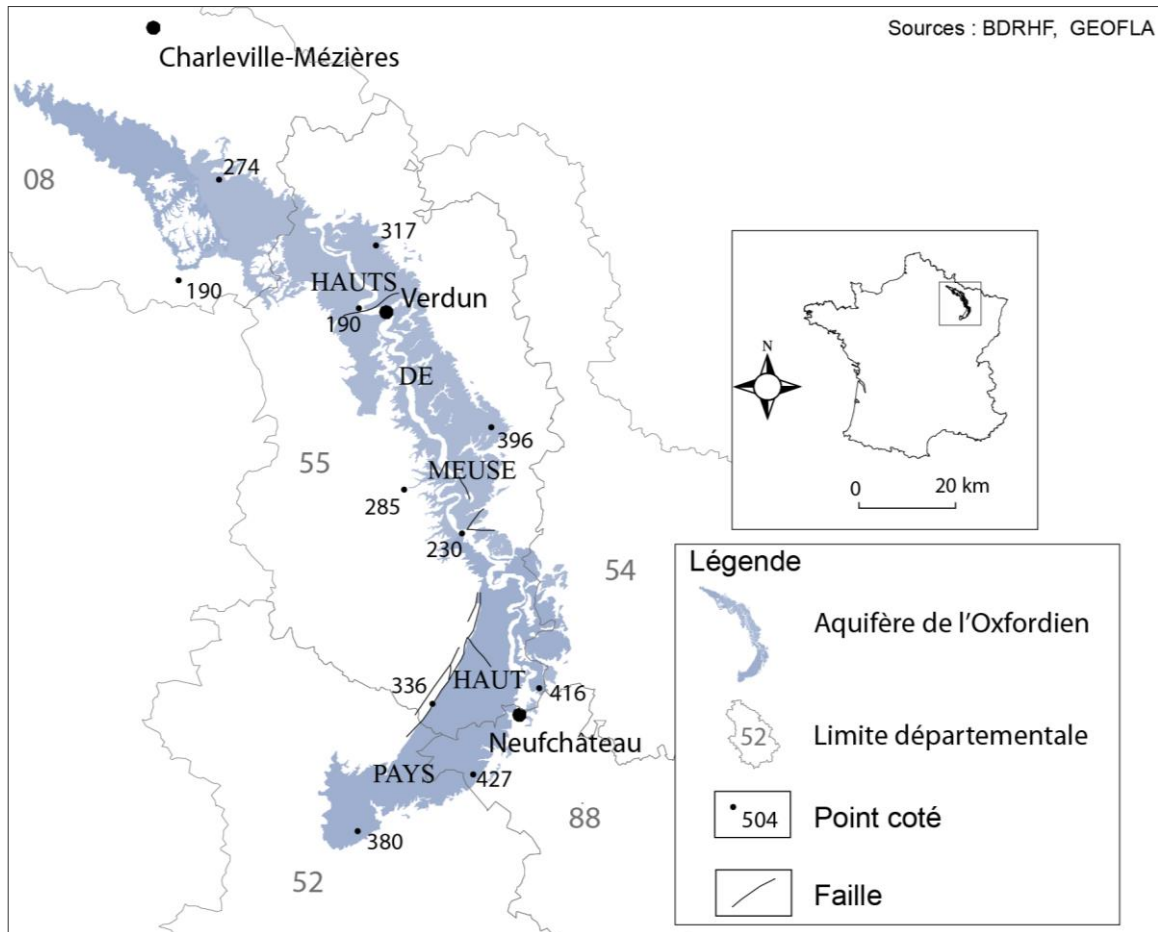
Figure 2-11 : Stratigraphie et comportements hydrogéologiques de l'aquifère du Dogger



3.3 LES AQUIFERES DE L'OXFORDIEN

Les strates de l'Oxfordien forment le revers de la cuesta dite "de Meuse", elles s'étendent sur 215 km, des Ardennes à la Haute-Marne, et couvrent une superficie de 2870 km² (figure 2-12).

Figure 2-12 : Localisation et présentation de l'aquifère Oxfordien



Le plateau de revers renferme un aquifère multicouche circonscrit à l'ouest par les formations marno-calcaires du Kimméridgien et à l'est par les puissantes marnes du Callovo-Oxfordien. Ces deux formations imperméables constituent respectivement le toit (pour la partie captive) et le mur²⁷ des couches aquifères de l'Oxfordien. De l'affleurement au mur de l'aquifère, on distingue (figure 2-13) :

²⁷ Le mur de l'aquifère Oxfordien est constitué localement par les terrains à Chailles de l'Oxfordien inférieur.

Les formations de l'Oxfordien supérieur

Les Calcaires à Astartes supérieurs. Le niveau supérieur est marqué par des calcaires rocailloux. Le niveau sous-jacent est un niveau de calcaires où s'intercalent des interbancs argileux. La base de la formation peut présenter des bancs oolithiques intercalés avec de fins niveaux de calcaires. L'épaisseur de la formation oscillant entre 30 et 40 m est relativement constante à l'échelle de l'aquifère. Ces caractéristiques hydrogéologiques médiocres font de ce niveau un aquifère d'intérêt local généralement en connexion avec l'Oolithe de Lamothe sous-jacente.

L'Oolithe de Lamothe : elle est formée par des formations calcaires à oolithes et oncolithes qui coiffent les faciès argilo-calcaires des formations à astartes inférieurs. Ce niveau présente une puissance oscillante : de 10 m environ dans la région de Verdun, l'horizon atteint une vingtaine de mètres dans le secteur du Haut-Pays. Les Calcaires à astartes supérieurs associés au niveau de l'Oolithe de Lamothe forment un aquifère relativement intéressant, des essais de pompage dans la région de Verdun ayant données des valeurs de débits spécifiques de l'ordre de $1 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}^2$ (AERM, 2002 (c)).

Les Calcaires à Astartes inférieurs. Ce terme désigne l'ensemble des faciès calcaires sublithographiques qui marquent la base de l'Oxfordien supérieur (= ex Séquanien) dans la région de Neufchâteau. L'homogénéité de cet étage n'est qu'apparente, il est en fait marqué par une succession de bancs carbonatés (oolithe de Saucourt, calcaires à polypiers de Pagny, oolithe de Dugny) et d'intercalations marneuses (Marnes à serpules de Pagny, Marnes à huitres de Pagny, marnes silteuses de Maxey) (Carpentier C., 2004). La puissance de cette formation fluctue en fonction des variations des différents faciès précités, 40 m en moyenne au nord de Verdun, elle peut dépasser 50 m dans la région de Gondrecourt-le-Château. La présence d'intercalations marneuses limite les apports provenant des strates supérieures et empêche les écoulements vers les niveaux sous-jacents. Les Calcaires à astartes inférieurs constituent donc un aquifère cloisonné drainé par des sources aux débits parfois conséquents.

Les formations de l'Oxfordien moyen

Les Calcaires de Dainville. Cette formation est marquée par la présence de niveaux de calcaires gris-bleu et/ou de niveaux argileux sombres. Dans le secteur de la vallée de la Marne, les calcaires de Dainville laissent place aux formations oolithiques de Doulaincourt.

Développés sur 20 mètres au niveau de Neufchâteau, ils ne sont plus présents dans la région de Verdun. Connecté hydrauliquement avec les formations récifales sous-jacente (= ex Argovo-Rauracien), cet ensemble carbonaté constitue la partie sommitale de l'aquifère de l'Oxfordien moyen.

Les formations récifales de l'Oxfordien. Dans cet ensemble carbonaté se distinguent des formations plus ou moins homogènes. Carpentier (2004) identifie au sein de cette formation, plusieurs strates calcaires : les calcaires crayeux de Maxey, les calcaires coralliens d'Euville, les calcaires de Creuë, les calcaires coralliens d'Euville, les calcaires coralliens de la Mésengère, les calcaires à Coraux de Foug. Quelques strates marneuses pourvues de bancs carbonatés dans la partie inférieure de ces formations récifales s'intègrent également dans cet étage (marnes à coraux de Foug, marnes blanches des Eparges).

Le sous étage de l'Oxfordien moyen est très perméable et abrite la nappe principale dite nappe de l'Oxfordien. Le développement vertical de la nappe principale de l'Oxfordien (calcaires de Dainville et formations récifales) présentent des fluctuations : dans la région de Verdun, la puissance de l'aquifère est de 90 m alors que la partie Sud de l'auréole oxfordienne la puissance est de l'ordre de 120-130 m. Les valeurs de transmissivité de l'ordre de $1,5 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ et de coefficient d'emmagasinement²⁸ qui varient de $1,2 \cdot 10^{-4}$ et $1,7 \cdot 10^{-2}$ sont conséquemment les plus importantes enregistrées à l'échelle de cette auréole sédimentaire. Au sein des formations oxfordiennes, les formations récifales sont les couches les plus perméables, l'aquifère peut localement se comporter (essentiellement dans la partie sud de l'Oxfordien) comme un aquifère karstique où s'organisent et se hiérarchisent les écoulements souterrains. Les quelques ouvrages tributaires de cet étage ont par ailleurs permis de quantifier les bonnes dispositions de la nappe puisque des débits de $500 \text{ m}^3/\text{h}$ ont été atteint (AERM, 2002, (c)).

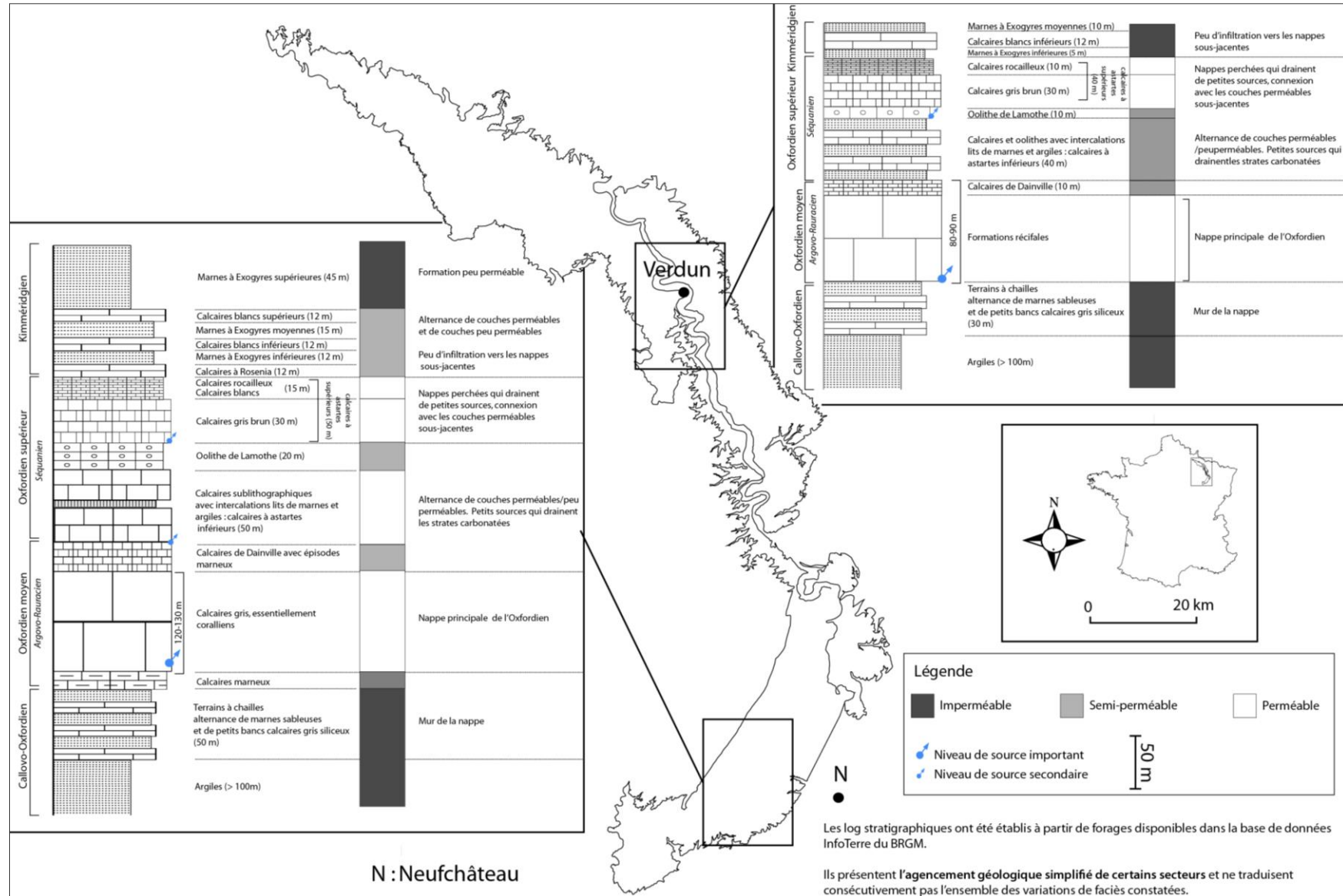
Les formations de l'Oxfordien inférieur

Les Terrains à Chailles. Surmontant les argiles du Callovien, cet étage est marqué par l'alternance de bancs marneux et de bancs calcaires siliceux. La puissance de cette couche varie selon les secteurs : 10 m dans le secteur de Doulaincourt, 50 m dans la région de Neufchâteau, 30 m dans la région de Verdun et 15 m dans les Ardennes. Cet étage constitue

²⁸ Rapport du volume d'eau libéré ou emmagasiné par unité de surface d'un aquifère à la variation de charge hydraulique correspondante (Dictionnaire français d'hydrogéologie, Castany & Margat, 1977).

généralement le mur de l'aquifère oxfordien. Localement, si les terrains à Chailles présentent une dominante carbonatée et une faible épaisseur comme dans les Ardennes, des infiltrations au sein de cette formation peuvent de produire, ensuite bloquées par les puissantes argiles du Callovien.

Figure 2-13 : Stratigraphie et comportements hydrogéologiques de l'aquifère de l'Oxfordien



4 L'EMPRISE SPATIALE DU KARST

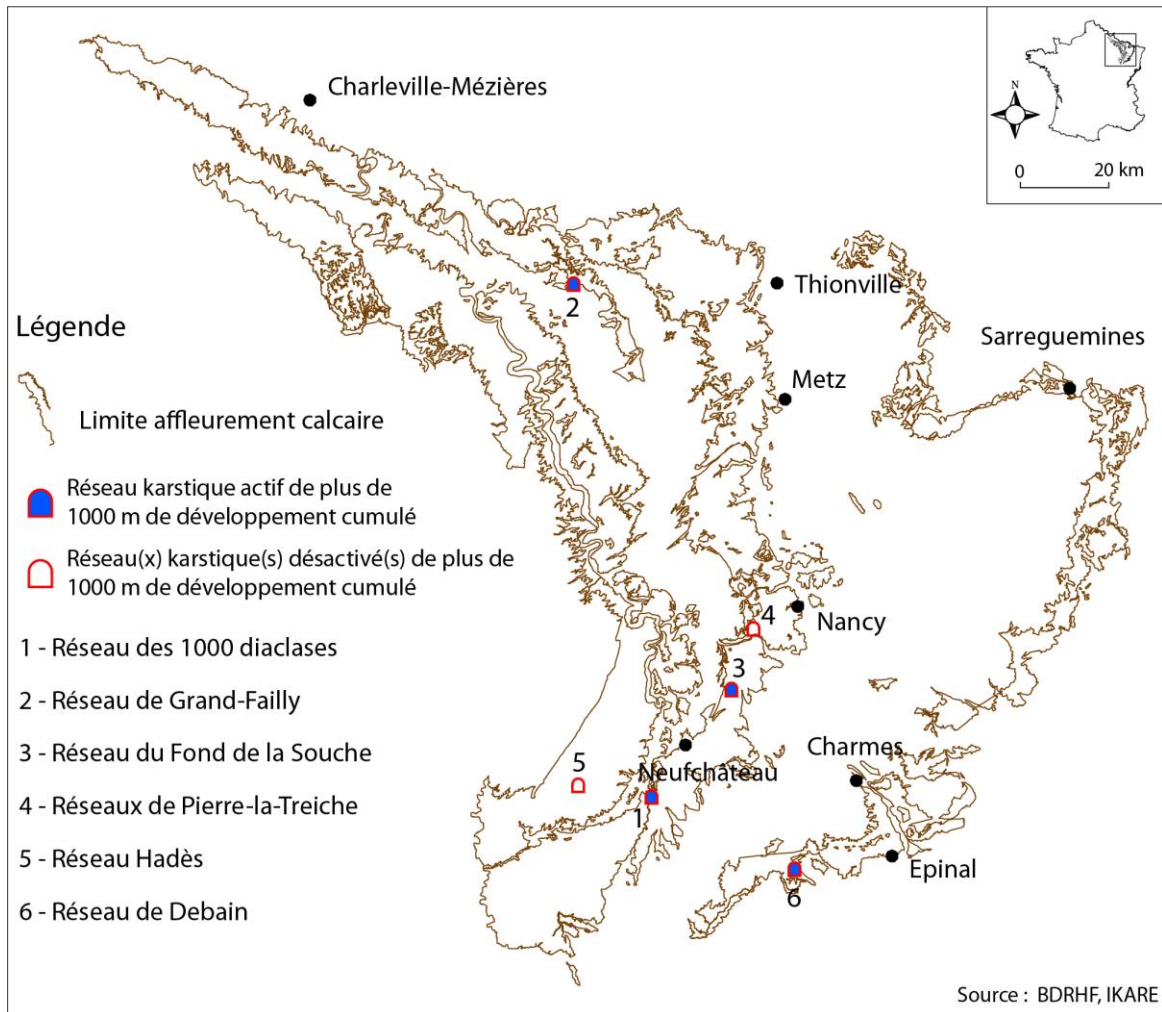
Des karsts des bas plateaux étudiés, nous n'en avons évoqué pour l'instant que les spécificités liées à la karstogenèse sous couverture. Les morphologies, bien que pour la plupart discrètes, sont nombreuses et se retrouvent disséminées sur les trois auréoles calcaires du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien. Dans ce chapitre, en s'appuyant sur la base de données IKARE, nous nous proposons de présenter la répartition spatiale des formes du karst à l'échelle du domaine d'étude.

4.1 DES PLATEAUX PAUVRES EN RESEAUX SPELEOLOGIQUES

A l'échelle des trois plateaux, seule une poignée de réseaux spéléologiques sont connus et pénétrables sur 1 km ou plus (Losson & Jaillot, 2010). Il s'agit, sur le plateau du Dogger des réseaux actifs des "*1000 diaclases*" dans le secteur de Neufchâteau, de Grand-Failly en Woëvre septentrional, du "*Fond de la Souche*" en Haye méridionale et de trois réseaux inactifs dans le secteur de Pierre-la-Treiche, sur le plateau de l'Oxfordien du réseau inactif "*Hadès*" dans le Haut-Pays, sur le plateau du Muschelkalk du réseau hydrologiquement actif de Debain (figure 2-14).

D'un point de vue hydrodynamique, ces réseaux "ne donnent qu'un" regard ponctuel sur les circulations hypogées actuelles ou anciennes (cas des réseaux inactifs de Pierre-la-Treiche et d'Hadès) et n'offrent, par leur faible développement, que peu de perspectives dans la connaissance actuelle des dynamiques de circulation des bas plateaux calcaires investis ; la taille des conduits souvent très réduite rend très délicates observations et instrumentations *in situ*.

Figure 2-14 : Localisation des principaux réseaux spéléologiques à l'échelle des auréoles calcaires de l'Oxfordien, du Dogger et du Muschelkalk (selon Losson & Jaillet, 2010, modifié)



4.2 DES PLATEAUX RICHES EN MORPHOLOGIES KARSTIQUES

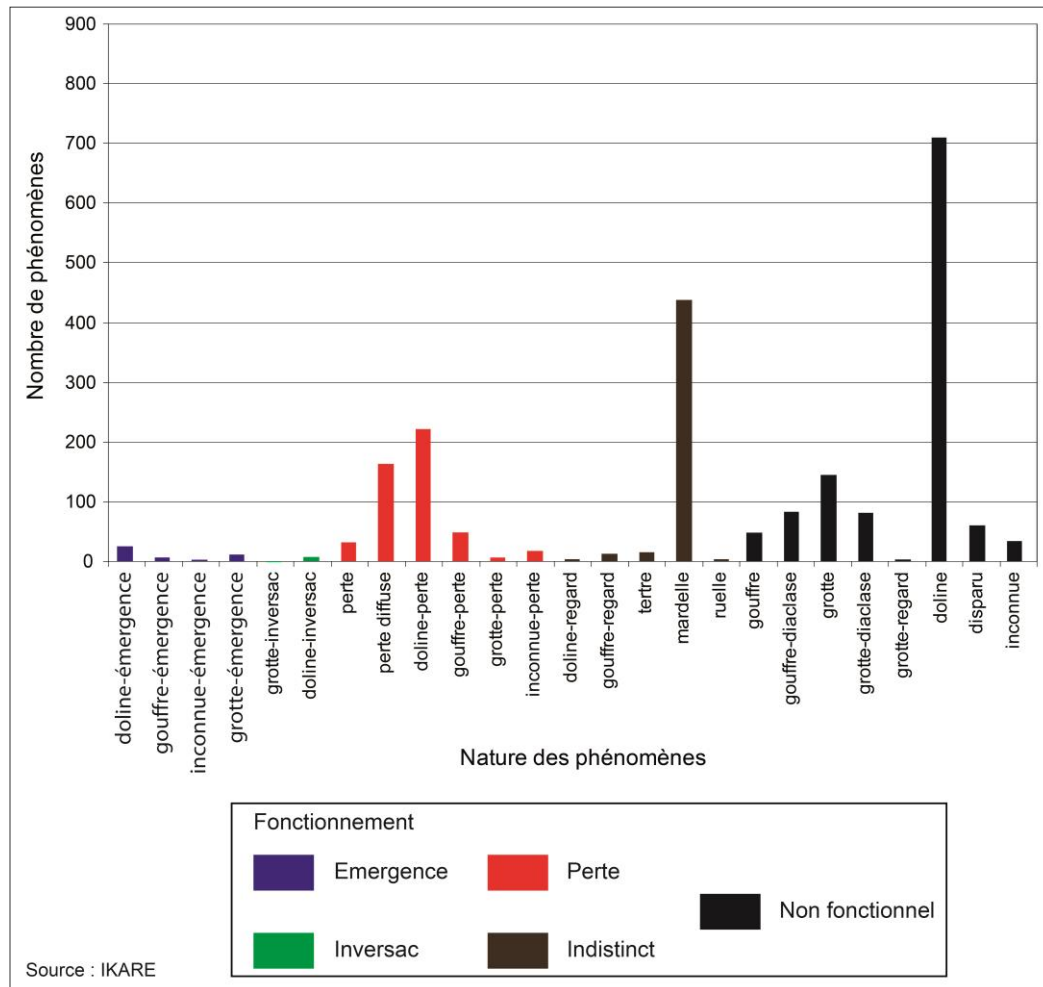
La base de données IKARE recense quelques 2100 manifestations karstiques²⁹ sur les trois auréoles étudiées (figure 2-15).

L'inventaire met en relief une distinction fonctionnelle entre les formes karstiques qui sont hydrologiquement inactives (formes karstiques résiduelles ou paléoformes localisées préférentiellement à proximité des fronts de côte ; là où le recul de couverture s'est déjà opéré), et les phénomènes karstiques qui connectent écoulement aérien et écoulement souterrain³⁰. Par leur impact sur le fonctionnement hydrologique, ce sont naturellement les phénomènes qui vont retenir toute notre attention.

²⁹ Les différentes formes du karst sont définies en annexe 2-2.

³⁰ Cette terminologie forme/phénomène sera adoptée dans le reste du document.

Figure 2-15 : Les indicateurs du karst recensés sur les aquifères calcaires du Muschelkalk, Dogger et Oxfordien



La répartition des phénomènes karstiques sur les trois plateaux du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien est inégale (figures 2-16 & 2-17). Aux secteurs riches en morphologies de perte telles les régions du Pays-Haut sur le Dogger ou du Sud du plateau du Muschelkalk s'opposent des secteurs où les phénomènes sont rares voire inexistants : des régions telles que les parties centrale et septentrionale du plateau Lorrain dans le Muschelkalk, la Haye septentrionale (dans le Dogger) ou les Hauts de Meuse (dans l'Oxfordien) en sont des exemples frappants. L'exokarst actif se calque naturellement sur les zones propices que ce sont les secteurs de contact lithostratigraphique. Sur le Pays-Haut, on retrouve ainsi des densités très fortes de phénomènes au niveau des contacts Marnes de Gravelotte/Calcaires de Jaumont (secteur Fensch) ou argiles du Callovien/calcaires du Bathonien (interfluve Loison/Othain), il en est de même pour la région septentrionale des affleurements du

Muschelkalk où le contact marnes du Keuper/calcaires du Muschelkalk est favorable à la karstogenèse.

A l'échelle des trois plateaux, même si l'emprise des phénomènes karstiques est reconnue comme spatialement hétérogène, nous ne pouvons toutefois pas considérer la répartition présentée comme pleinement satisfaisante. Ainsi, la base de données IKARE, point d'appui de cette présentation, aussi riche soit-elle en informations, ne peut être considérée comme exhaustive et tout à fait exacte. Nous citerons comme raisons principales à ces lacunes:

- l'extension spatiale de la zone d'étude. La surface cumulée des trois aquifères étant supérieure à 8000 km² et le nombre d'intervenants relativement limité (une poignée d'universitaires et spéléologues), certaines régions ont été consécutivement plus intensément prospectées que d'autres. Le cas le plus symptomatique étant celui du Pays-Haut (partie septentrionale du Dogger) qui a fait l'objet d'importantes investigations (Gamez *et al.*, 1999) et qui recense à lui seul plus de 25 % des phénomènes de la base de données³¹. A contrario, certains secteurs comme l'Alsace sont, selon la base IKARE, très pauvres en morphologies, ce qui traduit selon Losson (2011), "*vraisemblablement une réalité de terrain mais également un manque de connaissance des milieux karstiques régionaux*" ;
- la pertinence de l'information bibliographique issue de rapports universitaires et inventaires spéléologiques réalisés à partir des années 1970. Compte tenu de la diversité et de l'échelonnement dans le temps des supports bibliographiques, il est avéré que certains phénomènes de la base de données ne sont pas géographiquement bien localisés (dans les années 1970, date des premiers inventaires, les GPS n'existaient pas). Dans certains secteurs particulièrement riches en phénomènes, il n'est pas totalement exclu que certains d'entre eux puissent avoir été comptabilisés plusieurs fois dans la base de données. En outre, certaines formes ont été recensées mais jamais publiées : le rapport fait état par exemple de dissensions entre les protagonistes de l'étude (AERM, CEGUM, CERPA, LISPEL, GEREEA) et les spéléologues ardennais qui ont des réticences à intégrer leurs inventaires dans la base de données IKARE.

³¹ Le secteur du Haut-Pays ne représente qu'un pourcentage minime des affleurements calcaires.

Figure 2-16 : La répartition des phénomènes karstiques de pertes sur les aquifères calcaires du Muschelkalk, Dogger et Oxfordien

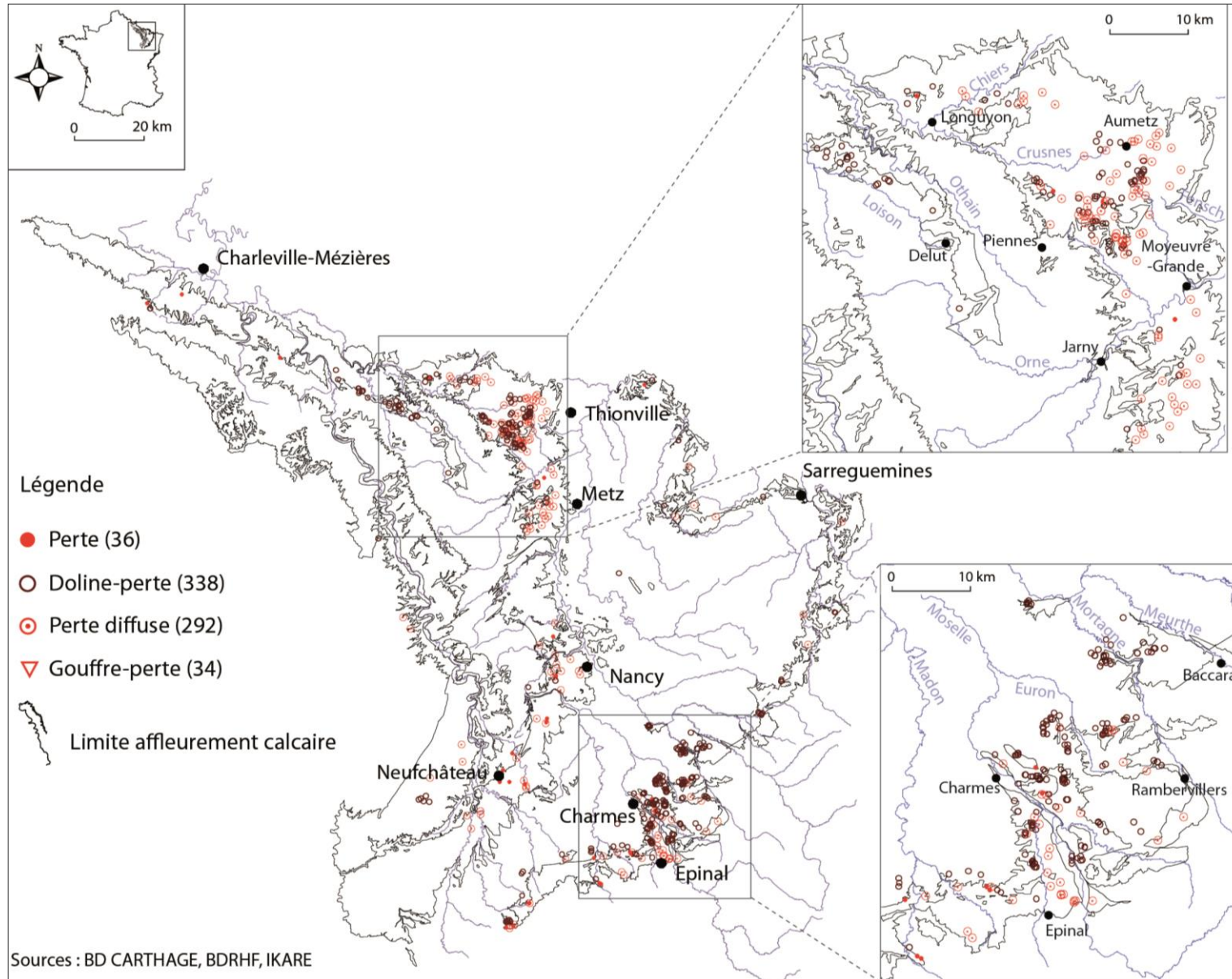
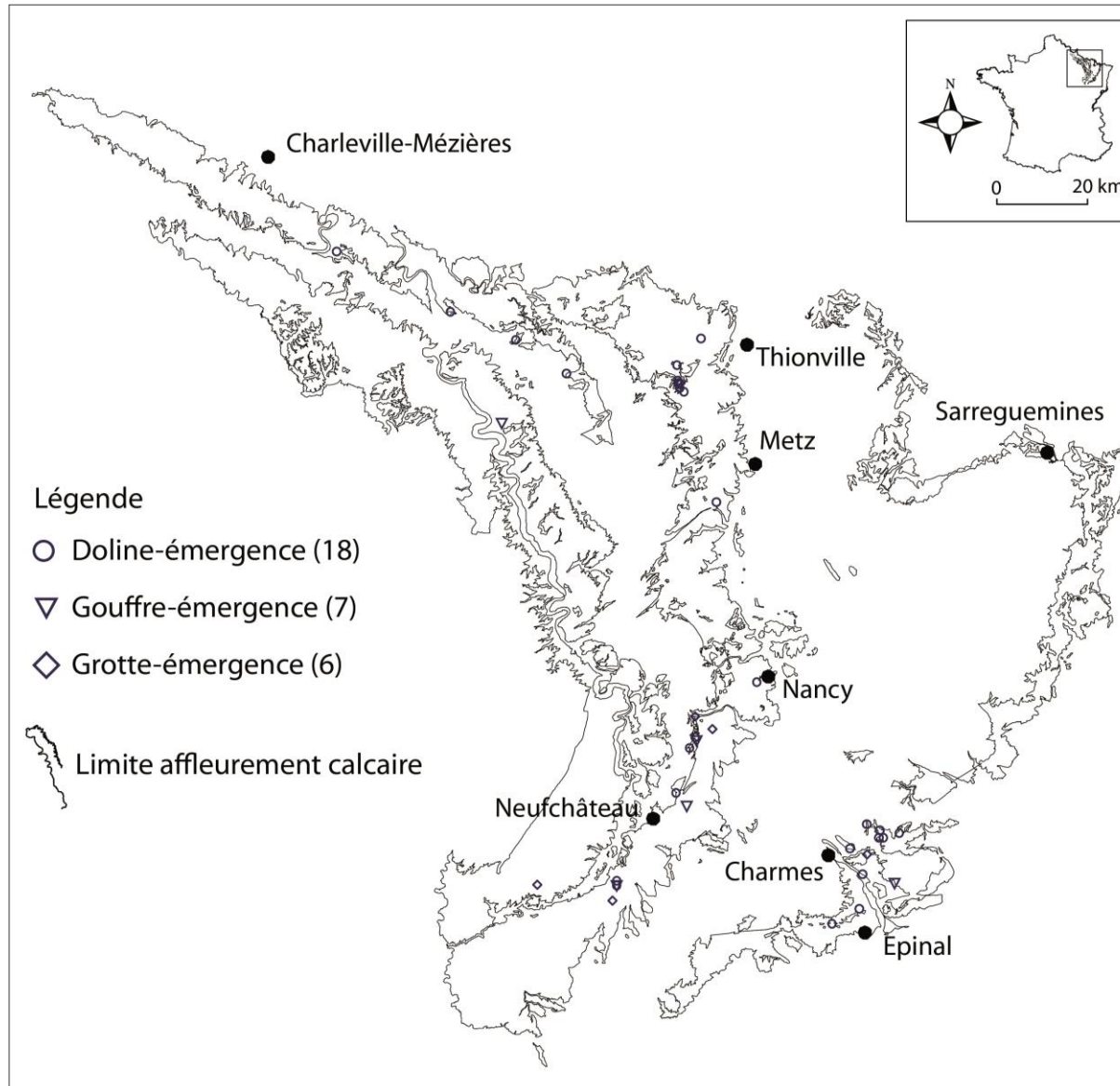


Figure 2-17 : La répartition des phénomènes karstiques d'émergences sur les aquifères calcaires du Muschelkalk, Dogger et Oxfordien



CONCLUSION DU CHAPITRE 2

A l'échelle du domaine d'étude, les données climatiques, qu'elles concernent les entrées (précipitations) ou les sorties (évapotranspiration) présentent de fortes analogies temporelles et spatiales. Elles déterminent un surplus participatif à l'écoulement de l'ordre de 250 à 350 mm/an qui permet en moyenne une alimentation des réservoirs souterrains calcaires sur une période concentrée de quelques mois, de novembre à avril.




Le devenir de cette eau d'infiltration est conditionné par les caractéristiques hydrogéologiques des nappes traversées eux-mêmes dépendants de l'agrégation de facteurs structuraux très variables spatialement ; la figure 2-18 propose une synthèse de la variabilité des réservoirs à l'échelle des trois plateaux.

A l'échelle du domaine d'étude, l'hétérogénéité lithologique constitue une clef fonctionnelle déterminante, elle conduit :

- verticalement, à l'existence d'une multiplicité de nappes d'eau secondaires sus-jacentes à la nappe principale, phénomène qui induit une superposition des niveaux de source et une alimentation nécessairement retardée de la nappe principale (frein à la percolation souterraine qu'entraînent les niveaux peu perméables inter-aquifères). Cette configuration est celle qui prévaut sur les aquifères du Dogger et de l'Oxfordien. Sur le Muschelkalk, l'existence d'un seul véritable aquifère conditionne une alimentation plus directe et une zone de vidange unique ;
- latéralement, à l'établissement du karst au niveau des contacts lithostratigraphiques. Des secteurs comme ceux du plateau du Muschelkalk (partie méridionale), du Pays-Haut sur le Dogger, ou du Haut-Pays sur l'Oxfordien en sont des illustrations.

Enfin, la tectonique (densité des accidents) est considérée également comme un facteur différenciatif puisqu'elle détermine localement des conditions propices à la karstogenèse et une fragilisation des aquifères profitable au transit de l'eau.

Figure 2-18 : Répartition spatiale des réservoirs et des influences structurelles locales à l'échelle des trois plateaux du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien

Secteur	1 - Secteur septentrional		2 - Secteur central		3 - Secteur méridional	MUSCHELKALK 
Compartimentage aquifère	- Un aquifère principal dolomitique : Muschelkalk supérieur + dolomies de la Lettenkhole		- Un aquifère principal calcaire : calcaires à Térabrates, Cératites et Entroques, du Muschelkalk supérieur + dolomies de la Lettenkhole			
Conditions structurelles particulières	- Forte densité des accidents tectoniques				- Forte densité des formes de l'exokarst - Forte densité des accidents tectoniques	
Secteur	1 - Pays-Haut	2 - La Montagne	3 - Haye septentrionale	4 - Haye centrale	5 - Haye méridionale	DOGGER 
Compartimentage aquifère	- 3 aquifères secondaires Caillasses à Anabacia (B) Oolithe de Doncourt (BS) Calcaires de Jaumont (BS)	- 3 aquifères secondaires Caillasses à Anabacia (B) Oolithe à Clypeus Ploti (BS) Oolithe miliaire inf. (BS)	- 3 aquifères secondaires Caillasses à Anabacia (B) Oolithe miliaire sup. (BS) Oolithe miliaire inf. (BS)	- 2 aquifères secondaires Calcaires compacts (BS) Oolithe miliaire inf. (BS)		
Conditions structurelles particulières	- Forte densité des formes de l'exokarst - Forte densité des accidents tectoniques - Exploitation ferrifère			- Exploitation ferrifère	- Forte densité des formes de l'exokarst - Forte densité des accidents tectoniques	
Secteur	1 - Hauts de Meuse		2 - Haut-Pays			OXFORDIEN 
Compartimentage aquifère	- Un aquifère secondaire Calcaires gris brun (Oxfordien supérieur)		- 2 aquifères secondaires Calcaires gris brun (Oxfordien supérieur) Calcaires à astartes inférieurs (Oxfordien supérieur)			
Conditions structurelles particulières			- Forte densité des formes de l'exokarst			

B : Bathonien BS : Bajocien supérieur

CHAPITRE 3 : FONCTIONNEMENT HYDRODYNAMIQUE DE SURFACE ET SOUTERRAIN

SOMMAIRE

1 FONCTIONNEMENT DE LA ZONE D'INFILTRATION

1.1 L'INFILTRATION RAPIDE ET SES MORPHOLOGIES

1.1.1 EN FOND DE VALLEE

1.1.2 SUR LES PLATEAUX

1.2 L'INFILTRATION LENTE

1.2.1 EN FOND DE VALLEE

1.2.2 SUR LES PLATEAUX

1.3 REPARTITION SPATIALE DES MODALITES DE L'INFILTRATION

2 FONCTIONNEMENT HYPOGEE

2.1 L'APPORT DES TRAÇAGES DANS LA COMPREHENSION DES CIRCULATIONS SOUTERRAINES

2.2 LES CAMPAGNES REALISEES A L'ECHELLE DU DOMAINE D'ETUDE

2.3 RESULTATS DES EXPERIENCES

2.4 LES FACTEURS DE L'ENDOKARSTIFICATION

2.5 REPARTITION SPATIALE DES MODALITES DE CIRCULATION HYPOGEE

INTRODUCTION DU CHAPITRE 3

L'objectif de ce chapitre est d'apprécier les modalités de circulation de l'eau sur et au sein des plateaux du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien et d'en appréhender la répartition spatiale.

Dans ce chapitre, nous déterminons séparément les modalités de fonctionnement de deux composantes verticales de ces aquifères, la zone d'infiltration et la zone hypogée (zone vadose et zone noyée). De la zone d'infiltration, nous en identifions les caractères de la percolation, rapides ou lents, à travers des exemples de fonctionnement observés sur les plateaux. De la zone hypogée, nous en évaluons, certains aspects des circulations souterraines vus à travers les résultats des campagnes de traçage colorimétriques menés sur les trois plateaux.

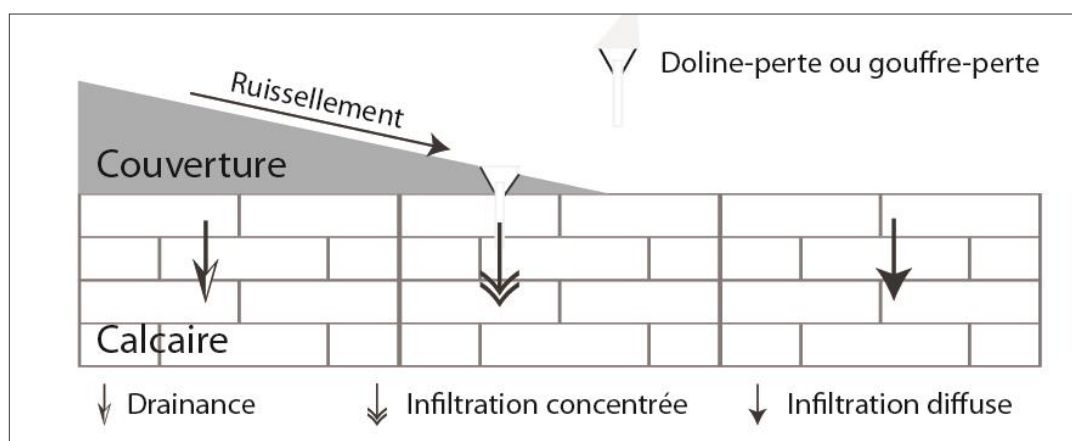
Les données utilisées, qu'elles servent à caractériser le fonctionnement de la zone d'infiltration (localisation et nature des morphologies de l'exokarst) ou celui des compartiments hypogés (traçages), sont issues de la base de données IKARE qui répertorie ces informations à l'échelle des trois aquifères investis.

1 FONCTIONNEMENT DE LA ZONE D'INFILTRATION

L'infiltration sur les trois plateaux calcaires suivis s'opèrent selon trois modes (figure 3-1) :

- l'infiltration rapide et concentrée au niveau des phénomènes d'absorption de type pertes en fond de vallée ou dolines-pertes, gouffres-pertes sur le plateau ;
- l'infiltration lente et diffuse à travers les fines fissures et la porosité du calcaire nu ;
- la drainance³² de la couverture qui s'apparente à une infiltration lente et diffuse mais qui est tributaire de la percolation de l'eau dans la couche peu perméable.

Figure 3-1: Les modes d'infiltration des aquifères calcaires de bas plateaux du nord-est de la France (selon Jaillet S., 2000, modifié). Le schéma présente une configuration de plateau et ne présente pas les phénomènes de perte concentrée, localisée en fond de vallée.



Les vitesses d'infiltration sont contrastées, il convient de distinguer les configurations et formes qui alimentent rapidement la zone noyée de celles qui participent plus lentement à la recharge aquifère.

1.1 L'INFILTRATION RAPIDE ET SES MORPHOLOGIES

Les morphologies qui président à l'infiltration rapide ont en commun d'absorber l'intégralité des écoulements aériens. En position de fond de vallée, elles prennent la forme de pertes concentrées dans les talwegs (karst infratalweg), sur le plateau ce sont des dolines-pertes et les gouffres-pertes caractéristiques des zones de contact lithostratigraphique.

³² Dans les eaux souterraines, "passage d'un flux d'eau à travers une formation semi-perméable à partir ou à destination d'un aquifère contigu supérieur ou inférieur" (source dictionnaire d'hydrologie : <http://hydrologie.org>).

1.1.1 EN FOND DE VALLEE

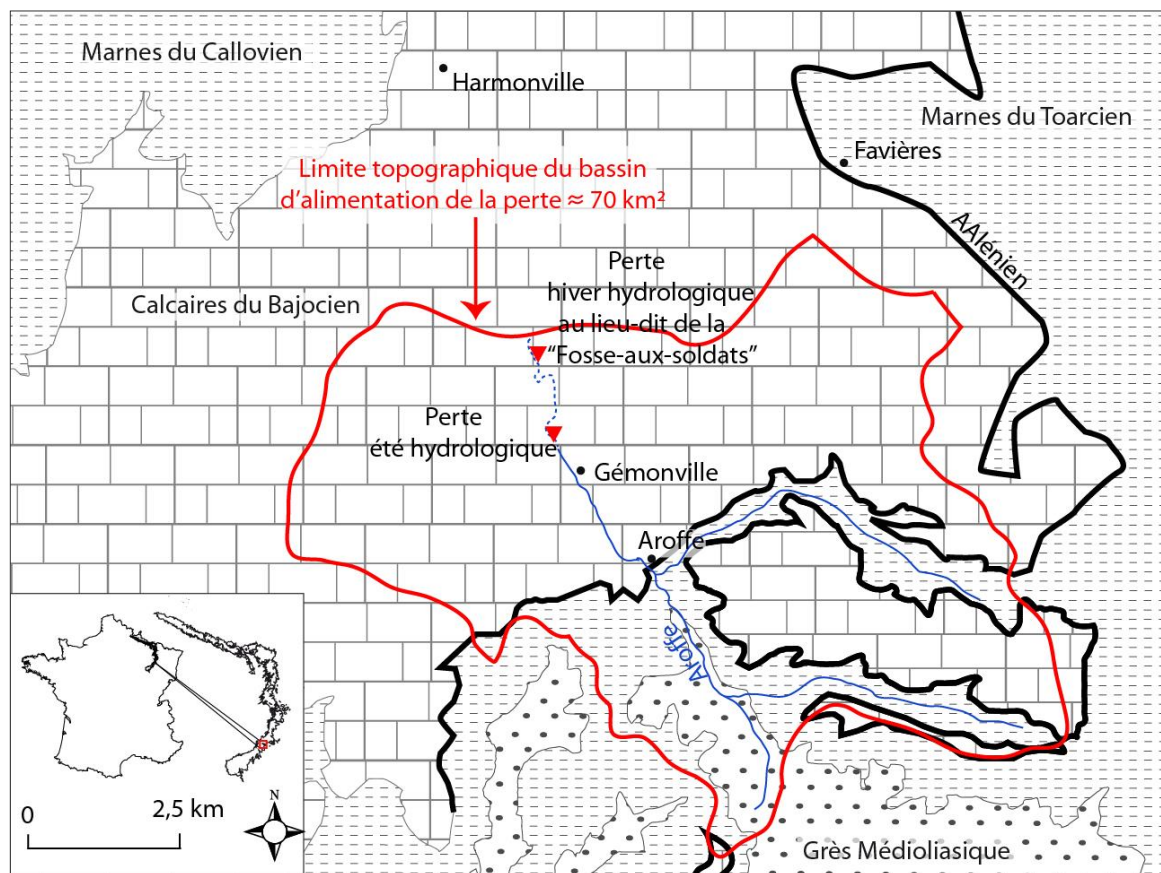
Les trois plateaux calcaires du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien offrent de nombreux exemples de cours d'eau qui se perdent au contact des strates calcaires après avoir cheminés sur des formations imperméables de types marnes ou argiles. Nous retiendrons pour illustrer ce type de fonctionnement le cas de la rivière de l'Aroffe (située sur le plateau du Dogger dans le secteur de la Haye méridionale) qui se perd totalement au contact des calcaires karstifiés du Bajocien moyen (photo 3-1) après avoir traversé les formations gréseuses du Lias et les marnes du Toarcien. Porte d'entrée d'un endokarst actif de plusieurs km², les pertes de l'Aroffe alimentent les principales résurgences situées au nord du plateau de Colombey-les-Belles. La station hydrométrique de l'Aroffe à Aroffe permet par ailleurs d'évaluer l'alimentation moyenne du réseau karstique par les pertes à plus de 10 millions de m³/an (module de 0,375 m³/s sur la période 1979/2009, source : Banque Hydro).

Photo 3-1³³ : Les pertes de l'Aroffe lors de l'hiver hydrologique au lieu-dit de la "Fosse-aux-soldats". Cliché : V.Fister - mars 2010



³³ Pour la localisation des différentes photographies du document, se référer à l'annexe 3-1.

Figure 3-2 : Géologie du bassin versant de l'Aroffe et localisation des phénomènes de pertes



L'absorption de l'Aroffe par le substrat calcaire ne se réalise pas de façon brutale et spectaculaire mais via plusieurs pertes concentrées et bien localisées dans le talweg. S'opère comme l'indique la figure 3-2, une migration de la zone de perte en fonction de la période hydrologique³⁴. Trois cas de figure apparaissent :

- lors des périodes de basses-eaux, les pertes en amont suffisent à absorber l'intégralité de l'écoulement ;
- lors des périodes d'intumescence hydrologique (hautes eaux, crues modérées) la zone de perte se déplace quelques centaines de mètres à l'aval ;
- lors des crues majeures de l'Aroffe, la capacité d'infiltration des pertes est dépassée, occasionnant un écoulement aérien sur tout le linéaire du cours d'eau. Ce débit seuil d'écoulement en surface a été évalué à 2,2 m³/s à la station hydrométrique d'Aroffe (Werhli A., 1996), soit la valeur de crue d'occurrence annuelle.

³⁴ On retrouve régulièrement cette configuration sur les dolines-pertes et les gouffres-pertes des zones de contact lithostratigraphique : les morphologies localisées en aval devenant fonctionnelles une fois que le seuil d'infiltrabilité de celles situées en amont est dépassée.

Il existe une forte dépendance entre la période hydrologique considérée et la localisation de la zone de perte. Ce phénomène de migration très fréquemment observé dans les talwegs des bas plateaux calcaires du Nord-Est de la France révèle un fonctionnement par seuil d'absorption au-delà duquel la perte sature.

L'impact de ses phénomènes

Afin de témoigner de l'emprise de ces morphologies sur les dynamiques d'infiltration, les limites topographiques hypothétiques des impluviums des cours d'eau perdants ont été évaluées en croisant la localisation des pertes concentrées recensées (source : IKARE) à un M.N.T (source : SRTM³⁵)³⁶ (tableau 3-1). Pour que les résultats d'une telle démarche soient considérés comme parfaitement fidèles aux réalités de terrain, il eût fallu que le nombre, la nature la localisation des phénomènes soient parfaitement renseignées. Or la base de données IKARE est quantitativement et qualitativement lacunaire : l'extension spatiale de la taille des impluviums drainés par les morphologies d'infiltration rapide, en conséquence, relève de conjonctures liées aux observations existantes.

Nous estimons ainsi, d'après cette démarche, que les 36 pertes concentrées recensées drainent moins d'un pourcent³⁷ (superficie totale des impluviums de perte : 138 km², tableau 3-1) de la surface d'affleurement conjuguée des trois plateaux (8080 km²)³⁸.

Tableau 3-1 : Superficie des impluviums associés aux phénomènes de pertes concentrées dans les fonds de vallée drainant les trois plateaux du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien

Nombre de phénomènes de pertes	36
Superficie totale des impluviums des pertes	138 km ²
Superficie moyenne des impluviums des pertes	3,5 km ²
Superficie maximale des impluviums des pertes	45,6 km ²
Superficie minimale des impluviums des pertes	0,007 km ²

³⁵ Shuttle Radar Topography Mission.

³⁶ Nous avons procédé de la sorte pour quantifier les impluviums hypothétiques des dolines-pertes et des gouffres-pertes (tableaux 3-1 & 3-2).

³⁷ La superficie totale drainée par les pertes représenteraient 1,7% (138 km²/8080 km²) de la surface conjuguée des trois plateaux si les impluviums se développaient uniquement au droit des affleurements calcaires, or ils sont, pour la plupart, inscrits en partie au droit des couches peu perméables qui arment les dépressions.

³⁸ Les surfaces d'affleurement calcaires des trois plateaux du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien sont respectivement de 1260 km², 3950 km² et de 2870 km² soit un total pour le domaine d'étude de 8080 km².

1.1.2 SUR LES PLATEAUX

Deux formes localisées au niveau des fronts de karstification commandent l'infiltration rapide sur les plateaux : les dolines-pertes et les gouffres-pertes.

Les dolines-pertes

La doline-perte correspond à la forme d'absorption rapide de l'exokarst la plus rencontrée sur les plateaux du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien. Bien qu'elles puissent occasionnellement constituer des exutoires pour des bassins de plusieurs km²³⁹ (photo 3-2), les dolines-pertes drainent le plus souvent des impluviums aux dimensions modestes (tableau 3-2). C'est d'avantage la densité de ces phénomènes qui va impacter les processus d'infiltration sur un espace donné. A ce titre, il est raisonnable de penser que leur influence sur les dynamiques d'infiltration va être importante sur les fronts de karstification connus ; tels ceux du bassin de la Fensch amont, des interfluves Loison/Othain, Meuse/Marne ou, dans une moindre mesure, du bassin de l'Euron.

Tableau 3-2 : Superficie des impluviums associés aux phénomènes de dolines-pertes sur les trois plateaux du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien

Nombre de dolines-pertes	338
Superficie totale des impluviums des dolines-pertes	61 km ²
Superficie moyenne des impluviums des dolines-pertes	0,2 km ²
Superficie maximale des impluviums des dolines-pertes	12,9 km ²
Superficie minimale des impluviums des dolines-pertes	0,006 km ²

Photo 3-2 : Doline-perte du Killebrick à proximité du village d'Havange (54). Cliché : V.Fister - février 2009



³⁹ C'est le cas par exemple de la doline-perte du Killebrick (photo) qui draine un bassin versant de plusieurs km² dans la région d'Havange (57).

Les gouffres-pertes

A l'instar de ce qui est envisagé sur les dolines, seuls les gouffres qui collectent l'écoulement souterrain sont considérés comme impactant notablement les processus d'infiltration. Sur les 150 gouffres dénombrés à l'échelle des trois plateaux, seulement une trentaine constituent des gouffres-pertes qui connectent l'écoulement aérien à l'écoulement souterrain (photos 3-3 & 3-4). Le faible nombre des gouffres pertes constaté à l'échelle des trois auréoles conjugué à des impluviums drainés de faibles dimensions (tableau 3-3) évoquent une très faible emprise de ce type de morphologies sur l'infiltration.

Tableau 3-3 : Superficie des impluviums associés aux phénomènes de gouffres-pertes plateaux du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien

Nombre de gouffres-pertes	34
Superficie totale des impluviums des gouffres-pertes	1,1 km ²
Superficie moyenne des impluviums des gouffres-pertes	0,03 km ²
Superficie maximale des impluviums des gouffres-pertes	0,25 km ²
Superficie minimale des impluviums des gouffres-pertes	0,006 km ²

Photos 3-3 & 3-4 : Gouffre-perte du Bois-le-Comte – Secteur Fensch amont vu de l'entrée du gouffre (à gauche) et vu du secteur amont (à droite). Cliché : V.Fister - janvier 2009



A l'échelle des trois plateaux, nous retenons que les dynamiques d'infiltration rapides varient dans le temps et dans l'espace.

Dans le temps. La plupart des phénomènes d'infiltration n'alimentent rapidement la zone noyée des aquifères qu'en période de précipitations efficaces soutenues, soit quelques épisodes pluvieux hivernaux, les écoulements estivaux, étant au droit de ces morphologies, le plus souvent nuls. Ce fonctionnement intermittent est la conséquence directe des dimensions très modestes de la plupart des impluviums de perte qui interdisent d'importantes mises en réserve et un fonctionnement en période non influencée par les précipitations. Notons que cette configuration est celle qui prévaut au droit des zones de contact lithostratigraphique via les dolines-pertes (surface drainée moyenne de 0,2 km²) ou les gouffres-pertes (surface drainée moyenne de 0,03 km²). En fond de vallée, les impluviums des pertes concentrées des cours d'eau, en moyenne plus conséquents (surface drainée moyenne de 3,5 km²), induisent une infiltration supposée des écoulements aériens pouvant s'exercer au droit de ces morphologies sur une période de plusieurs semaines, voire toute l'année si l'impluvium drainé est de plusieurs dizaines de km² (cas de l'Aroffe par exemple).

Dans l'espace. L'emprise de l'infiltration rapide est en définitive très limitée à l'échelle des trois plateaux : nous estimons entre un et deux pourcent l'emprise en surface de ces phénomènes à l'échelle du domaine d'étude (200 km² de superficie totale : avec 138 km² pour les pertes concentrées des cours d'eau, 61 km² pour les dolines-pertes et 1 km² pour les gouffres-pertes)

1.2 L'INFILTRATION LENTE

L'infiltration lente se caractérise par des dynamiques d'entrée dans le système beaucoup plus pondérées. Elle revêt plusieurs formes : infiltration directe dans les calcaires et drainance sous couverture au niveau des plateaux, et infiltration via des pertes diffuses au niveau des fonds de vallée.

1.2.1 EN FOND DE VALLEE

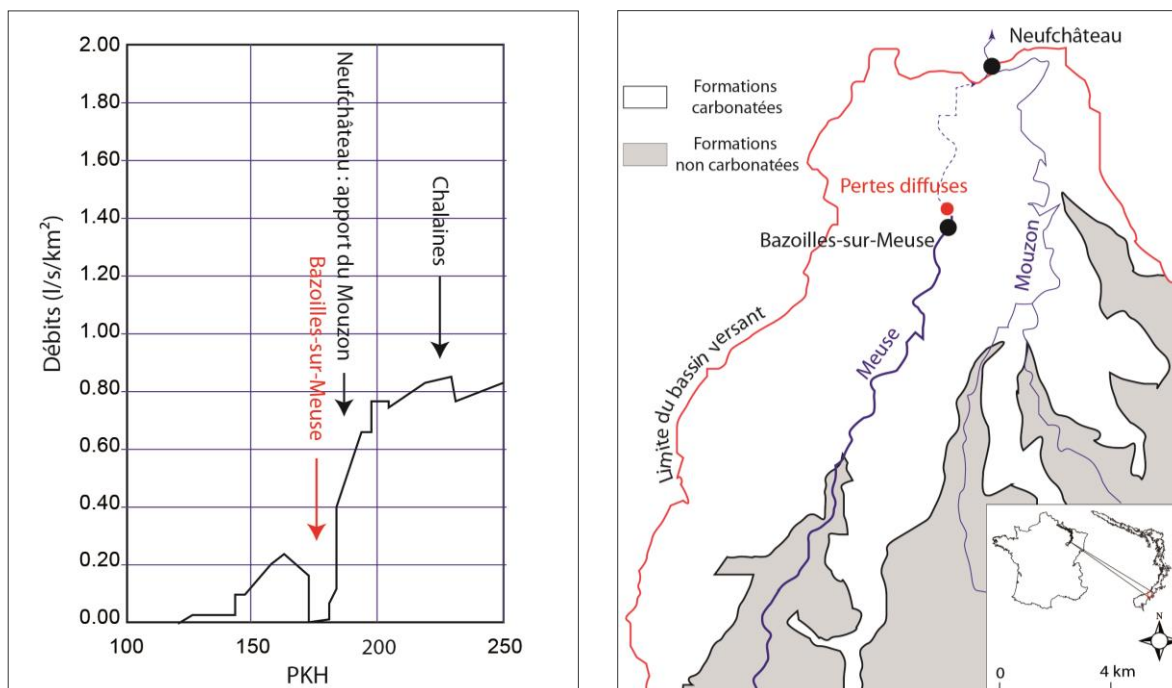
Contrairement aux pertes concentrées, les pertes diffuses des cours d'eau sont des phénomènes discrets, plus difficilement localisables dans les talwegs et n'affectent (la plupart

du temps) qu'une partie des débits de la rivière concernée. En fonction de l'échelle considérée plusieurs types de vallées sont affectés par ce type d'infiltration.

Les cours d'eau allochtones aux plateaux calcaires

Les cours d'eau de fort gabarit qui drainent les revers calcaires sont issus des terrains non carbonatés et voient fréquemment une partie de leurs débits se soustraire lors de la traversée du plateau. Le cas le plus emblématique de ce type de fonctionnement dans l'est du Bassin parisien est celui des pertes diffuses qui affectent la Meuse lors de sa percée dans les formations carbonatées du Bajocien supérieur au niveau du village de Bazoilles-sur-Meuse (figure 3-3). En étiage, les pertes peuvent être totales et générer des zones d'assec. Une telle configuration, pour des rivières de moindre gabarit que la Meuse, se retrouve pour des cours d'eau tels que l'Avière dans le secteur de Nomexy sur les calcaires du Muschelkalk, le Mouzon à Neufchâteau, l'Aire supérieur à Thuilley-aux-Groseilles (Taillez C., 1998) ou l'Yron à Hannonville-Suzemont sur les calcaires du Dogger.

Figure 3-3 : Débits moyens mensuels caractéristiques d'étiage (fréquence 1/5) (source : débit des catalogues d'étiage de la Meuse, AERM, 1987) et localisation des pertes diffuses de la Meuse

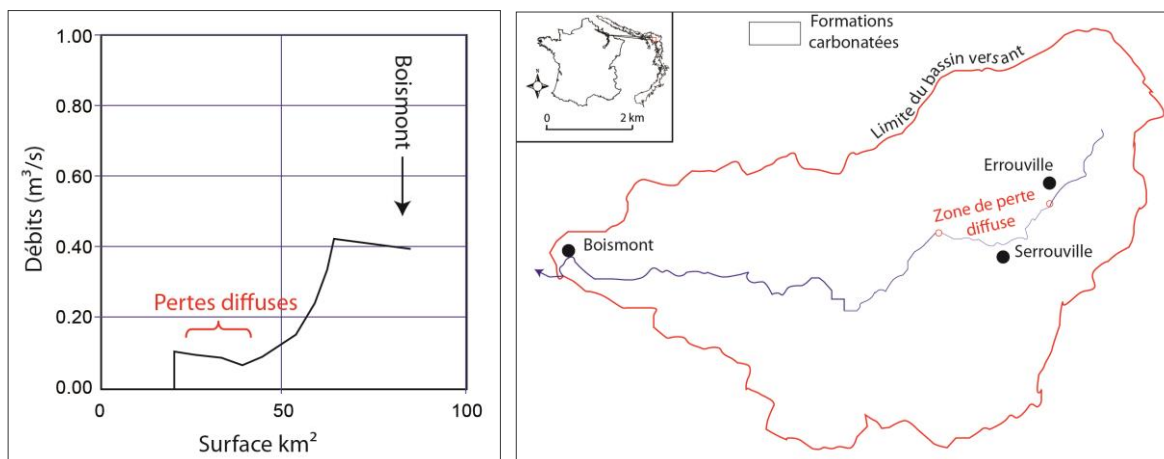


Les cours d'eau autochtones aux plateaux calcaires

Drainant des impluviums uniquement circonscrits dans les calcaires, certains talwegs présentent des pertes diffuses qui se traduisent par une diminution des débits principalement perceptible en période d'étiage. Phénomènes difficilement observables, les phénomènes de pertes diffuses des cours d'eau autochtones ont été essentiellement perçus lors de campagnes de jaugeage en période de basses eaux (figure 3-4). Les cours d'eau affectés d'une telle infiltration sont très nombreux, nous citerons par exemple :

- les ruisseaux du Loro au sud-ouest de St-Rémy-aux-Bois, d'Aveduy au sud-est de Gerbéviller, ou de Damas-et-Bettegney au nord-ouest de Dommartin-aux-Bois sur les calcaires du Muschelkalk ;
- les ruisseaux de la Vallée au nord-est de Bettainvillers, de la Crusnes au sud-ouest d'Errouville (figure), ou de la Gorzia amont sur les calcaires du Dogger ;
- Les ruisseaux d'Amanty au sud-est de Maxey-sur-Vaise, de Fragne à l'est de Vouthon-Bas, ou du Mazelin au sud de Ménil-la-Horgne pour les calcaires de l'Oxfordien.

Figures 3-4 : Débits moyens mensuels caractéristiques d'étiage (fréquence 1/5) et localisation des pertes diffuses de la Crusnes



1.2.2 SUR LES PLATEAUX

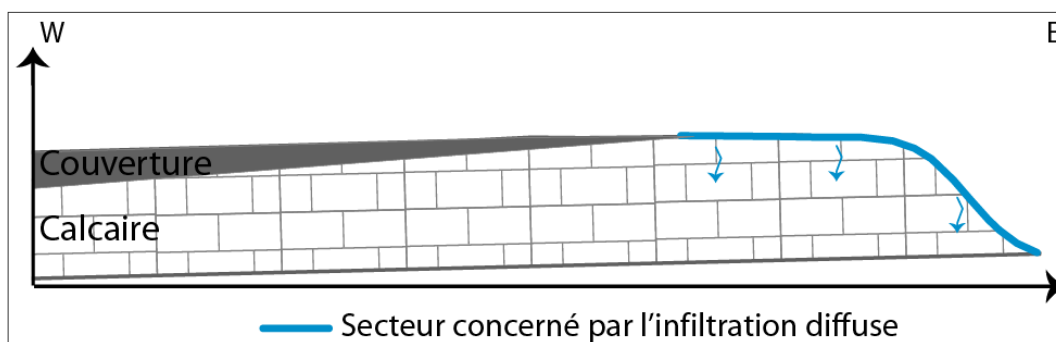
L'infiltration diffuse

Elle s'opère au contact direct du calcaire nu et alimente la porosité matriciel des aquifères. Bien que largement amputé d'un retour vers l'atmosphère sous forme d'évapotranspiration

des volumes précipités, ce mode d'alimentation joue cependant un rôle fondamental dans la restitution différée des volumes précipités. Ce type d'infiltration est effectif (figure 3-5) :

- dans les secteurs d'amont pendage en périphérie des fronts de côte si le revers du plateau est marqué par la présence d'une couverture ;
- sur toute la surface de revers du plateau en cas d'absence de couverture.

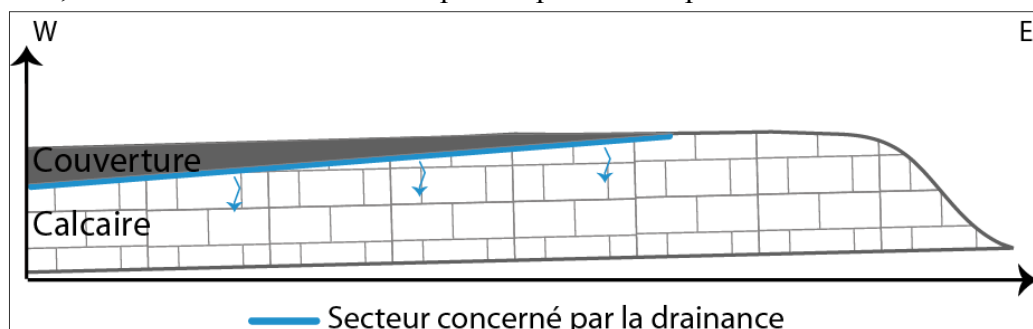
Figure 3-5 : Localisation des phénomènes d'infiltration diffuse sur les plateaux du Nord-Est de la France. Cas d'un revers marqué par la présence d'une couverture, le rôle éventuel du karst n'a pas été pris en compte sur ce schéma.



La drainance

La drainance de la couverture s'apparente à un phénomène d'échange vertical lent entre la couverture, susceptible d'accueillir une nappe perchée, et le calcaire sous-jacent (figure 3-6). Ce type de transfert assure (dans des proportions toutefois difficiles à identifier) une humectation très inertielle de la couche carbonatée (compresse humide) par la couverture puis un apport retardé vers le karst noyé. Ce type d'échange n'est effectif que lorsque la nature semi-perméable de couverture autorise des échanges horizontaux, si la couverture est imperméable, ce mode d'alimentation est négligeable. Par ailleurs, le phénomène de drainance, compte tenu du très fréquent cloisonnement des strates carbonatées aquifères par les niveaux peu perméables, s'exerce sur plusieurs niveaux de la zone d'infiltration.

Figure 3-6 : Localisation des phénomènes de drainance de couverture sur les bas plateaux du Nord-Est de la France. Cas d'un revers marqué par la présence d'une couverture, le rôle éventuel du karst n'a pas été pris en compte sur ce schéma.



Exception faite des quelque dizaines de km² participant apparemment à l'infiltration rapide, l'infiltration lente est effective à la surface de tous les plateaux. Qu'elle se réalise via une infiltration dans le calcaire nu ou par drainance d'une éventuelle couverture, l'infiltration lente constitue le principal mode d'alimentation des zones noyées des trois aquifères. Outre l'ampleur des surfaces affectées, nous retenons que le caractère prépondérant de ces processus de percolation lente dans l'approvisionnement tient au fait qu'ils soient effectifs dès que les précipitations sont supérieures aux reprises évapotranspiratoires (soit 6/7 mois dans l'année).

En fond de vallée, l'infiltration lente s'effectue au droit de certaines discontinuités tectoniques ou à travers les alluvions (Losson B., 2009). Elle prend la forme d'un karst infratalweg dont la vigueur dépend de la compétence du cours d'eau. Dans le cas des cours d'eau autochtones aux plateaux calcaires, l'indigence des débits conduit à la mise en place de phénomènes difficilement observables car dilués sur une portion importante du linéaire du cours d'eau. Dans le cas des cours d'eau allochtones aux plateaux calcaires, le débit plus important entretient une infiltration plus marquée (lente mais soutenue) et par conséquent une alimentation plus marquée de la nappe sous-jacente.

1.3 REPARTITION SPATIALE DES MODALITES DE L'INFILTRATION

Afin de traduire spatialement les contrastes fonctionnels observés à l'échelle des trois plateaux, le choix a été fait de différencier les secteurs sujets à une présumée infiltration rapide de ceux où l'infiltration est plus lente. Dans cette optique, nous avons choisi comme échelle spatiale de référence la zone hydrographique⁴⁰. Ce choix nous permet de représenter spatialement les contrastes à une échelle relativement fine (la taille moyenne des zones hydrographiques est de 44 km² à l'échelle des trois plateaux) sur un espace ayant une réalité hydrologique. En outre, la zone hydrographique, par la codification dont elle fait l'objet, représente l'élément de base dans la gestion hydrologique en France, ce qui présente un intérêt certain pour identifier et localiser la vulnérabilité.

⁴⁰ La circulaire n°91-50 du 12 février 1991, définit la zone hydrographique comme suit : "*L'ensemble du territoire français est divisé en zones élémentaires appelées zones hydrographiques. Leurs limites s'appuient sur celles des bassins versants topographiques (en tout ou partie)*" (source : Portail national d'accès aux référentiels sur l'eau ; www.sandre.eaufrance.fr/)

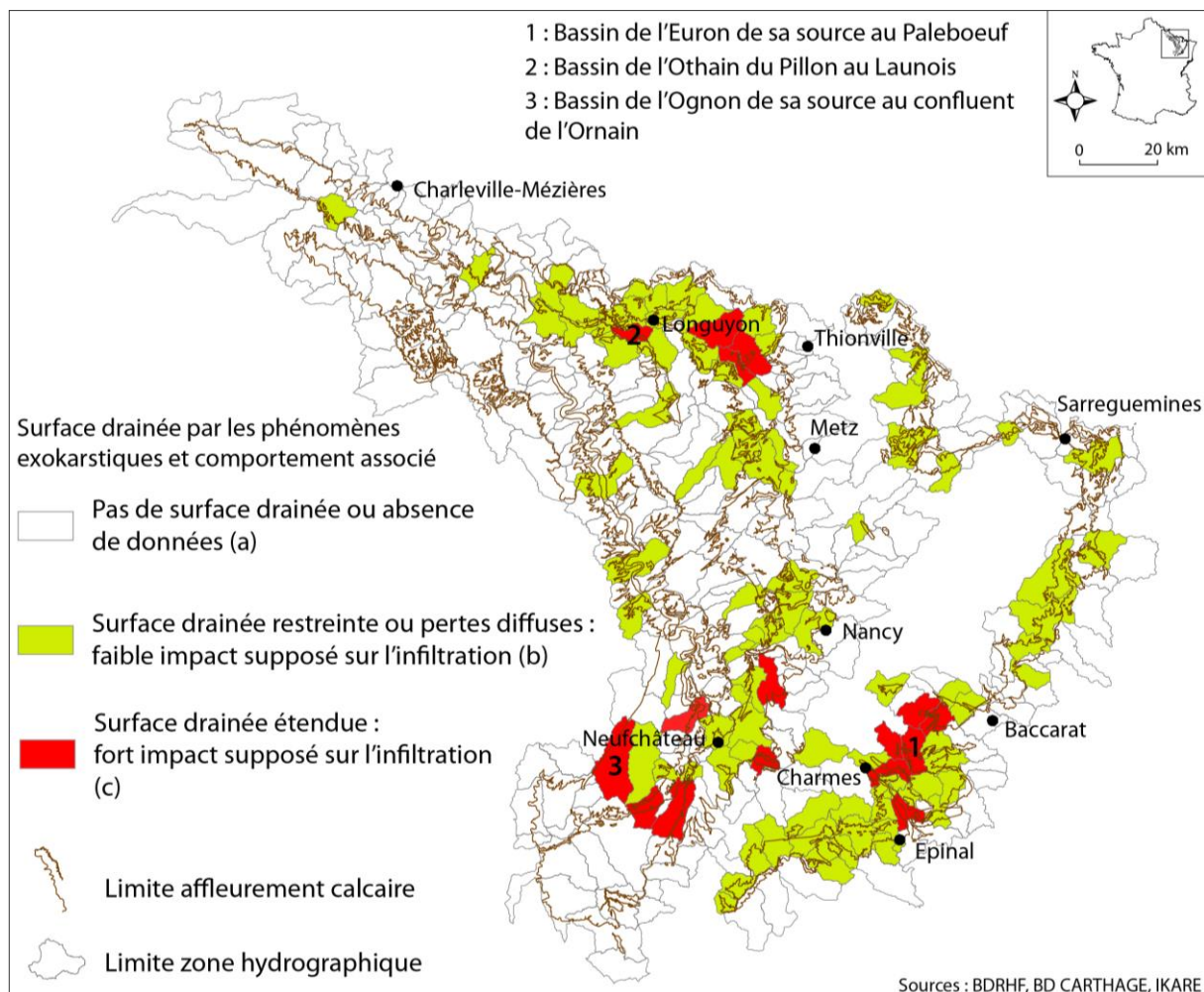
Trois cas de figure sont considérés (figure 3-7) :

- (a) la zone hydrographique n'accueille pas de phénomènes connus consécutivement il n'y a pas d'influence de l'exokarst, l'infiltration est unimodale ;
- (b) l'infiltration au sein de la zone hydrographique est plurimodale mais les processus rapides sont jugés peu efficaces car ils se réalisent via des surfaces associées très restreintes (phénomène(s) karstique(s) de perte isolé(s)) ou manifestations de pertes diffuses dans les cours d'eau autochtones aux plateaux calcaires) ;
- (c) la surface drainée par les morphologies d'infiltration rapide est notable (forte densité des phénomènes de perte) ; l'impact sur les dynamiques hydrologiques est supposé important. Les zones hydrographiques des cours d'eau allochtones aux plateaux calcaires (cas de la Meuse à Bazoilles-sur-Meuse par exemple) marquées par des phénomènes de perte diffuse, intègrent également cette dernière classe.

Des dissemblances en termes de localisation apparaissent à l'échelle des zones hydrographiques concernées par les affleurements calcaires :

- 4/5 des zones hydrographiques dans lesquelles affleurent des calcaires n'abritent pas de morphologies exokarstiques d'absorption ;
- plus des 2/3 tiers des zones hydrographiques qui accueillent des phénomènes de pertes ont une surface drainée par ces morphologies très restreintes, ou sont marquées par une infiltration diffuse des cours d'eau allogènes, ce qui concourt à penser que l'impact sur l'infiltration est limité ;
- les bassins hydrographiques marqués par une influence supposée de l'infiltration rapide sont peu nombreux. Ils se localisent pour l'aquifère du Muschelkalk dans un triangle formé par les villes d'Epinal, Charmes et Baccarat, pour l'aquifère Oxfordien dans le secteur du Haut-Pays et pour l'aquifère du Dogger dans le Pays-Haut (à l'ouest de Thionville et dans la région de Longuyon) et sur le plateau de Haye (partie centrale du plateau de Haye). La localisation de ces zones hydrographiques se corrèle bien avec la position des différents fronts de karstification identifiés précédemment comme des zones propices à l'exokarstification. Le bassin hydrographique de l'Euron de sa source au Paleboeuf (contact marnes du Keuper/calcaires du Muschelkalk), le bassin hydrographique du Loison de la Brévonte à la Thinte (contact argiles du Callovien/calcaires du Bathonien) ou encore le bassin hydrographique de l'Ognon de sa source à sa confluence avec l'Ornain (contact formations récifales de l'Oxfordien moyen et formations multicouches de l'Oxfordien supérieur) en sont des exemples symptomatiques.

Figure 3-7 : Répartition spatiale des dynamiques d'infiltration à l'échelle des zones hydrographiques des aquifères du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien



Les résultats apparaissent plutôt conformes aux réalités de terrain mais les réserves émises précédemment (Chapitre 3 § 1.1.1) ne permettent toutefois pas de considérer cette répartition spatiale comme totalement satisfaisante.

2 FONCTIONNEMENT HYPOGE

Cette deuxième partie, est consacrée aux circulations souterraines et fait exclusivement appel aux expériences de traçages colorimétriques réalisées à l'échelle du domaine d'étude. Son plan s'articule de la façon suivante :

- problématique et enseignement des traçages ;
- inventaire et critique des traçages réalisés à l'échelle du domaine d'étude ;
- résultats et informations livrées par ces expériences ;
- les facteurs explicatifs de la variabilité des résultats ;
- la répartition spatiale des vitesses hypogées.

2.1 L'APPORT DES TRAÇAGES DANS LA COMPREHENSION DES CIRCULATIONS SOUTERRAINES

Les paramètres hydrodynamiques tels que la perméabilité, la transmissivité ou le coefficient d'emménagement, couramment utilisés pour caractériser les propriétés aquifères de la zone phréatique des milieux poreux homogènes, n'ont pour les aquifères carbonatés qu'un intérêt très limité. La zone noyée de l'aquifère calcaire est en effet assimilable à un système complexe marqué par une forte hétérogénéité spatiale si bien que les informations mesurées localement, par des traçages ou des pompages d'essai, sont difficilement extrapolables à l'ensemble du milieu aquifère (Grasso D. A., 1998).

Le fonctionnement des zones vadose et noyée de l'aquifère calcaire est inféodé au degré de karstification du système (ou degré de maturité du karst) ; il est lui-même sous la gouvernance des conditions eustatiques et climatiques qui déterminent les énergies chimiques et potentielles de la karstification (Quinif Y., 1998). S'opposent très schématiquement :

- des systèmes où des conditions favorables à la karstification ont autorisé la mise en place d'un système karstique, pourvu de drains qui assurent la fonction transmissive, et de systèmes annexes au drainage qui correspondent à des réservoirs interconnectés assurant la fonction capacitive. Dans ce type de structure, les écoulements sont ramifiés en amont de l'exutoire du système et les vitesses de circulation souterraine peuvent être très importantes ;
- des systèmes où les conditions sont préjudiciables à la karstification (faible gradient hydraulique, facteur lithologique, faible apport en eau) ; l'écoulement souterrain y est mal

organisé et s'opère selon des cinétiques lentes qui évoquent celles constatées en milieu fissuré plus homogène.

Bien que les méthodes indirectes de reconnaissances géophysiques (essentiellement de type tomographique) soient de plus utilisées pour identifier la structure de l'aquifère karstique (Tassy *et al.*, 2011), le traçage artificiel constitue la méthode la plus rapide, la plus pratique et la moins onéreuse pour l'identification de paramètres relatifs aux conditions des écoulements hypogés. Cette opération consiste à "*injecter dans l'eau un produit qui n'y est pas naturellement présent en quantité significative, et à le rechercher en aval, dans les eaux d'une source, d'une rivière, d'un gouffre ou d'un forage*" (Gilli E., 2010).

Ce type d'expériences a prouvé, avec entre autres le célèbre traçage de Norbert Casteret dans le trou du Toro en Espagne en 1931⁴¹, l'apport qu'il pouvait avoir dans la connaissance du cheminement souterrain de l'eau si particulier en milieu calcaire.

Les premiers traçages, fondés sur le "tout ou rien", visaient uniquement à déterminer les relations hydrauliques entre deux points, celui d'injection et celui de restitution, et ainsi à déduire les directions de l'écoulement souterrain. La mise en place de prélèvements réguliers des eaux de restitution (généralement effectués par échantillonnage automatique) a permis de faire évoluer l'information, initialement qualitative, en une information quantitative par l'exploitation de la courbe de restitution du traceur. Cette courbe représente la concentration en traceur⁴², mesurée au point de restitution, en fonction du temps, à partir de l'injection. En fonction de différents temps caractéristiques et des vitesses associées (figure 3-8), le fonctionnement de l'aquifère karstique peut être entrevu. Sont couramment utilisés :

- le temps de transit minimum, qui correspond au temps de première arrivée du traceur. Ce temps permet, en considérant que la distance entre le point d'injection et le point de restitution est une ligne droite, de calculer la vitesse maximale de transit. Cette vitesse a un intérêt tout particulier puisqu'elle permet dans le cas d'une pollution éventuelle de l'aquifère de déterminer la vitesse qui correspond aux molécules les plus rapides (Meus P., 1993) ;
- le temps de transit efficace ou temps modal de transit, qui permet de calculer la vitesse de transit moyenne. Ce paramètre renseigne sur la différence entre l'heure

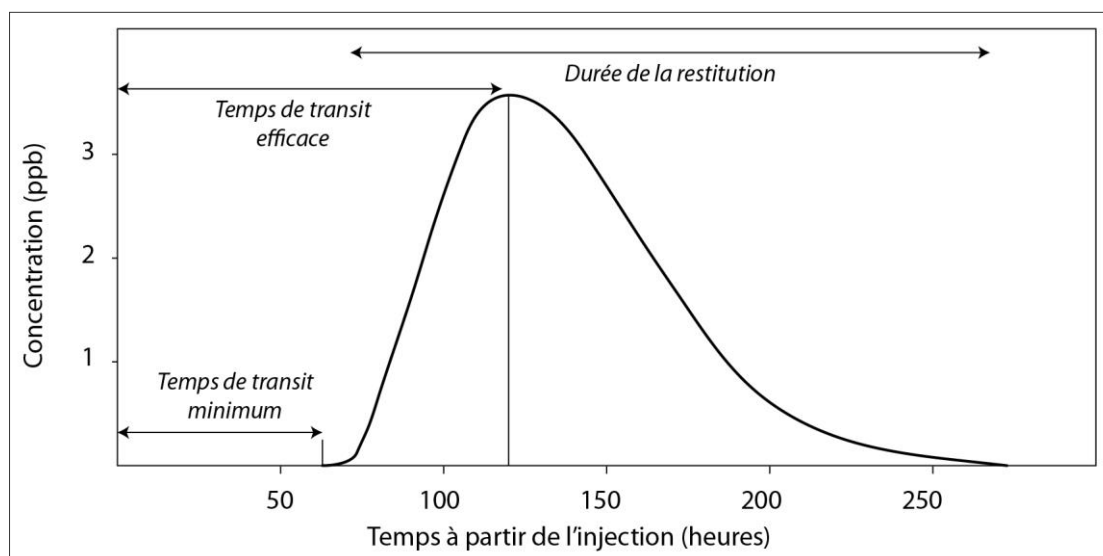
⁴¹ A la recherche de la source de la Garonne, N. Casteret a injecté un traceur artificiel dans une perte (le trou du Taureau) située dans le territoire espagnole. La coloration effective de la Garonne a permis d'attester l'origine hispanique du cours d'eau.

⁴² La concentration du traceur est usuellement donnée en ppb soit : 10^{-9} g/ml.

d'injection et l'heure d'observation du maximum de concentration et individualise l'instant où la pollution commence à décroître ;

- la durée de la restitution, qui équivaut au temps séparant le temps de transit minimum de la fin de la restitution. Ce paramètre est toutefois difficilement mesurable, la fin de la restitution est souvent difficile à fixer en raison de la fréquente dispersion du traceur.

Figure 3-8 : Exemple de courbe de restitution de traceur



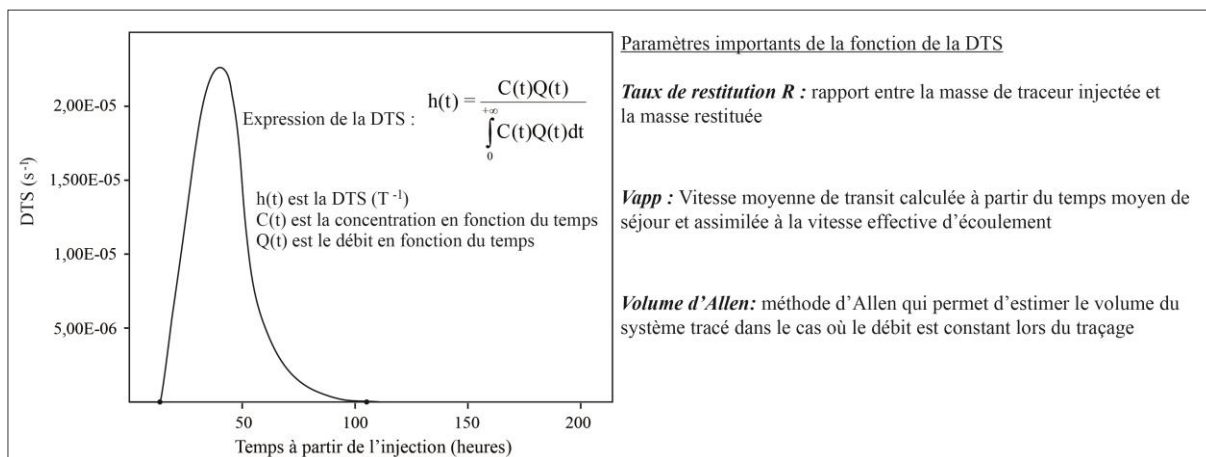
Si le débit des eaux de restitution est connu, un paramètre fondamental peut être apprécié : *le taux de restitution*. Cette grandeur représente le rapport de la somme de traceur restitué au point d'observation sur la quantité totale injectée (tableau 3-4). Sa connaissance permet de critiquer le degré de fiabilité d'un traçage : un faible taux de restitution peut induire en effet l'existence d'autres points de restitution que ceux suivis, des phénomènes de rétention par l'aquifère ou encore des interactions chimiques liées à un mauvais choix de traceur. Une forte concentration de traceur restitué implique un traçage dont les résultats peuvent être considérés comme plus fiables.

Tableau 3-4 : Qualification des taux de restitution (selon Schudel *et al.*, 2002)

Taux de restitution	Qualification
Plus de 60%	Taux de restitution très élevé
40-60%	Taux de restitution élevé
10-40%	Taux de restitution moyen
1-10%	Taux de restitution faible
moins de 1%	Taux de restitution très faible

La combinaison entre les volumes qui transitent et la courbe de restitution des concentrations de traceur permet d'obtenir la courbe de distribution des temps de séjour (DTS). Cette courbe représente le flux du traceur en fonction de sa masse, en plus des temps et vitesses de transit caractéristiques, elle apporte des paramètres complémentaires qui permettent de traduire les modalités de fonctionnement de la zone tracée (figure 3-9)⁴³.

Figure 3-9 : Exemple de courbe de la DTS et paramètres importants associés (selon Plagnes V., 1998)



2.2 LES CAMPAGNES REALISEES A L'ECHELLE DU DOMAINE D'ETUDE

Depuis 1864, date du premier traçage au sel dans les pertes de la Meuse à Bazoilles-sur-Meuse, les aquifères calcaires suivis ont fait l'objet de nombreuses campagnes d'injections colorimétriques. Quelques 175 injections⁴⁴ sont recensées par l'inventaire IKARE, auxquelles nous avons ajouté quelques campagnes récentes menées sur le Haut-Pays et non répertoriées dans cette base de données qui concerne le bassin Rhin-Meuse.

Dans un souci de représenter les contrastes spatiaux en termes d'investigation des trois plateaux, nous avons choisi de nous référer à l'échelle de la zone hydrographique. Sur les 367 zones hydrographiques intéressées par les affleurements calcaires du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien seules 55 inégalement réparties à l'échelle des aquifères ont fait l'objet d'investigations colorimétriques (figure 3-10).

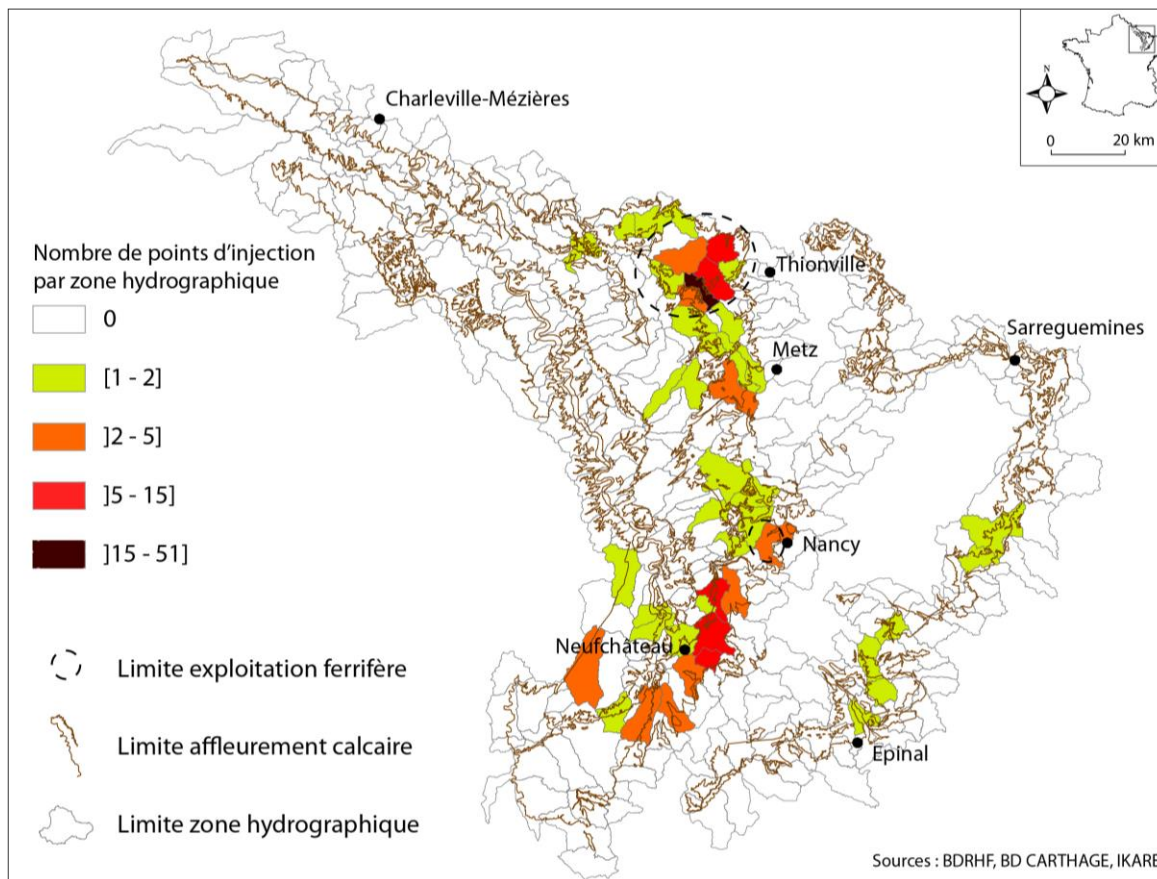
⁴³ Selon Plagnes (1997), la DTS est " l'information la plus complète dont on dispose pour cerner les modalités de propagation du fluide à l'intérieur du système tracé "

⁴⁴ Ce chiffre évoque les traçages réalisés "officiellement" et ne prend pas en compte certains traçages "sauvages".

Il apparaît que les auréoles du Muschelkalk et de l'Oxfordien n'ont fait l'objet que de très peu de campagnes d'injection. Cette constatation peut être mise en relation avec la faible pression exercée sur ces deux aquifères qui sont considérés comme des ressources en eau secondaires où les enjeux sont modestes (faible densité de population environnante) et les connaissances des circulations souterraines moins avancées. La faible densité des traçages sur ces deux aquifères traduit également une réalité de terrain, soit un nombre de morphologies de perte relativement restreint, par conséquent peu de points d'introduction, et peu de prédisposition aux écoulements d'ordre karstique (cas notamment du secteur des Hauts-de-Meuse).

A l'opposé, le nombre important d'injections effectuées sur le plateau du Dogger suggère que cet aquifère est perçu comme une ressource au potentiel important où les enjeux sont notables (proximité des villes importantes comme Nancy, Metz ou Thionville) et la compréhension du fonctionnement hypogée primordiale. Sur ce plateau, le caractère spectaculaire de certaines morphologies a sans aucun doute attisé la volonté de compréhension des fonctionnements, expliquant la multiplicité des campagnes de traçages dans les secteurs de l'Aroffe (nord-est de Neufchâteau) ou du Pays-Haut (à l'ouest de Thionville). Pour ce dernier secteur, la densité des campagnes colorimétriques s'explique également par le contexte d'exploitation minière.

Figure 3-10 : Densité des points d'injection de traceur par zones hydrographiques sur les aquifères calcaires du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien



Si l'information issue des campagnes est spatialement hétérogène, elle l'est aussi qualitativement : les informations sont souvent uniquement basées sur des observations visuelles (dans la logique du tout ou rien) (tableau 3-5), dans d'autres cas les informations sont plus complètes et comprennent des vitesses caractéristiques comme la vitesse de transit minimum. Dans l'immense majorité des traçages réalisés à l'échelle des trois aquifères calcaires, la courbe de distribution des temps de séjour n'a pas été établie, faute de connaissance des débits de l'émersion.

Tableau 3-5 : Restitutions et modes de détections associés sur les aquifères calcaires du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien

Nombre de points de restitution	Mode de détection au point de restitution			
	Visuel	Fluocapteur	analyse d'eau	Non renseigné
233	97	41	63	32

En outre, sur certains secteurs, les campagnes de traçage très ramassées dans le temps appellent à la plus grande prudence dans l'interprétation, des résultats positifs à un lieu de

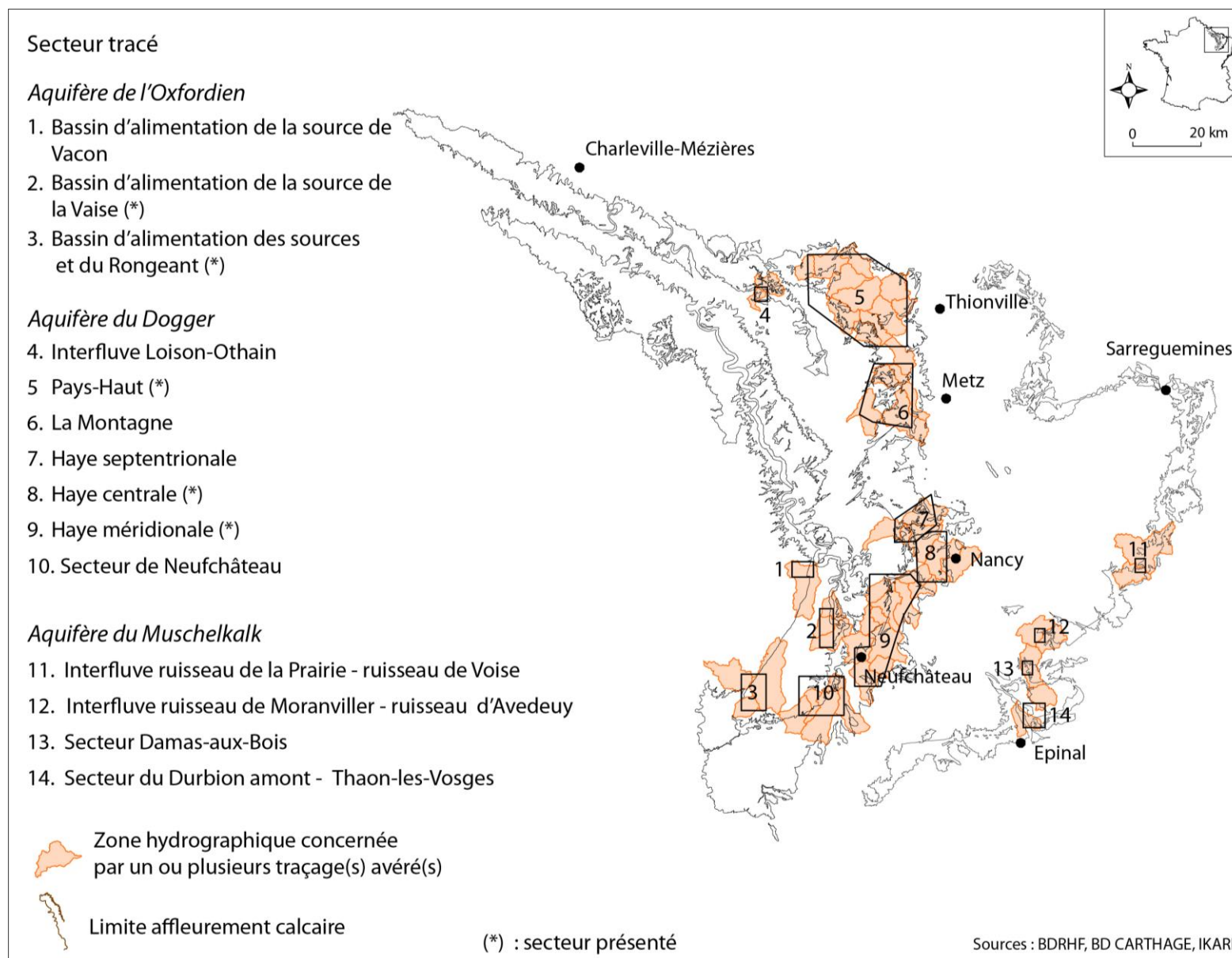
restitution pouvant être liés à des injections réalisées lors de campagnes précédentes (phénomène de bruit de fond).

Malgré ces réserves et compte tenu, du peu d'informations hydrogéologiques disponibles (faible représentativité du fonctionnement souterrain au droit des quelques pompes d'essai) et de possibilités d'observations souterraines très réduites, les résultats issus des campagnes de traçage constituent l'information la plus pertinente pour entrevoir (au moins partiellement) le fonctionnement souterrain à l'échelle des aquifères étudiés.

2.3 RESULTATS DES EXPERIENCES

Afin de déterminer certaines modalités de circulation hypogée des bas plateaux investis, nous ne pouvons nous référer qu'à certains secteurs ayant fait l'objet de campagnes multiples et dont les vitesses ont été évaluées rigoureusement (analyse d'eau voir fluocapteur). A l'échelle des trois plateaux, seule une poignée de secteurs remplissent ces critères. Nous avons choisi de présenter les résultats des campagnes de traçage sur trois d'entre eux (figure 3-11) : Haye méridionale et Pays-Haut pour l'aquifère du Dogger et Haut-Pays pour celui de l'Oxfordien.

Figure 3-11 : Les secteurs tracés sur les aquifères du Muschelkalk, du Dogger de l'Oxfordien et les zones hydrographiques associées



Les traçages en Haye méridionale

Dans le secteur de Haye méridionale, des relations entre les pertes de l'Aroffe à Gémonville et la source de la Rochotte situé 30 km au Nord ont été présumées dès la fin du XIX^{ème} siècle (Le Roux & Salado, 1980), mais ce n'est qu'au cours des années 1970 que d'intenses prospections ont pu mettre en évidence les principales connexions souterraines. De 1972 à 1978, environ 25 campagnes de traçages colorimétriques ont ainsi été menées sur ce secteur et ont permis d'individualiser deux systèmes hydrogéologiques (figure 3-12 & tableau 3-6) :

- le système de l'Aroffe. Les traçages réalisés dans la partie sud du plateau principalement au niveau des pertes de l'Aroffe à Gémonville et dans le gouffre du Fond de la Souche montrent les relations hydrologiques qui existent entre ces morphologies d'infiltration et les principales sources au nord du plateau ; de la Rochotte (la plus importante en termes de débits), de Pierre-la-Treiche et de Bicqueley. Les expériences colorimétriques ont également démontré que certaines résurgences ou morphologies d'inversac constituent des exutoires temporaires lors de conditions hydrologiques favorables (période de hautes eaux) comme les tertres d'Autreville, le trou du Fond de la Souche ou celui du Chahalot, la Deuille de Crézilles ou encore celle de Moutrot. Le système de l'Aroffe draine donc la quasi intégralité du plateau soit une surface s'étirant sur 25 km de long et sur 3-4 km de large ;
- le système de l'Ar. Les traçages dans le système de l'Aroffe se réalisent exclusivement selon une composante Sud-Nord. Ainsi, les suivis réalisés au niveau des émergences de la Deuille d'Ochey ou de la source Saint-Anne à la suite d'injections de fluorescéine dans les pertes du talweg de l'Aroffe se sont révélés négatifs. Les pertes de l'Ar à Thuilley-aux-Groseilles alimentent un second système hydrogéologique moins étendue spatialement drainé par la source Saint Anne, la Deuille d'Ochey et la source de la Rochotte à Pierre-la-Treiche. Une expérience de traçage pratique en période de hautes eaux tend toutefois à montrer que des connexions hydrauliques souterraines peuvent s'opérer entre les pertes à Thuilley-aux-Groseilles et quelques émergences ou inversacs du système de l'Aroffe tels la Deuille de Crézilles, le Trou du Moutrot ou le Trou du Chahalot ce qui induirait une connexion possible entre les deux systèmes hydrogéologiques⁴⁵.

⁴⁵ L'expérience de traçage qui tend à prouver le lien entre les deux systèmes hydrogéologiques fait suite à une injection aux pertes de Thuilley en février 1978 et à des résultats positifs aux émergences de la Deuille de Crézilles, au Trou du Moutrot et au Trou du Chahalot, or un traçage a été effectué aux pertes de Gémonville sur l'Aroffe quelques jours plus tard, les résultats positifs aux émergences peuvent donc être liés à cette seconde injection.

Figure 3-12 : Les principaux traçages dans le secteur de la Haye méridionale

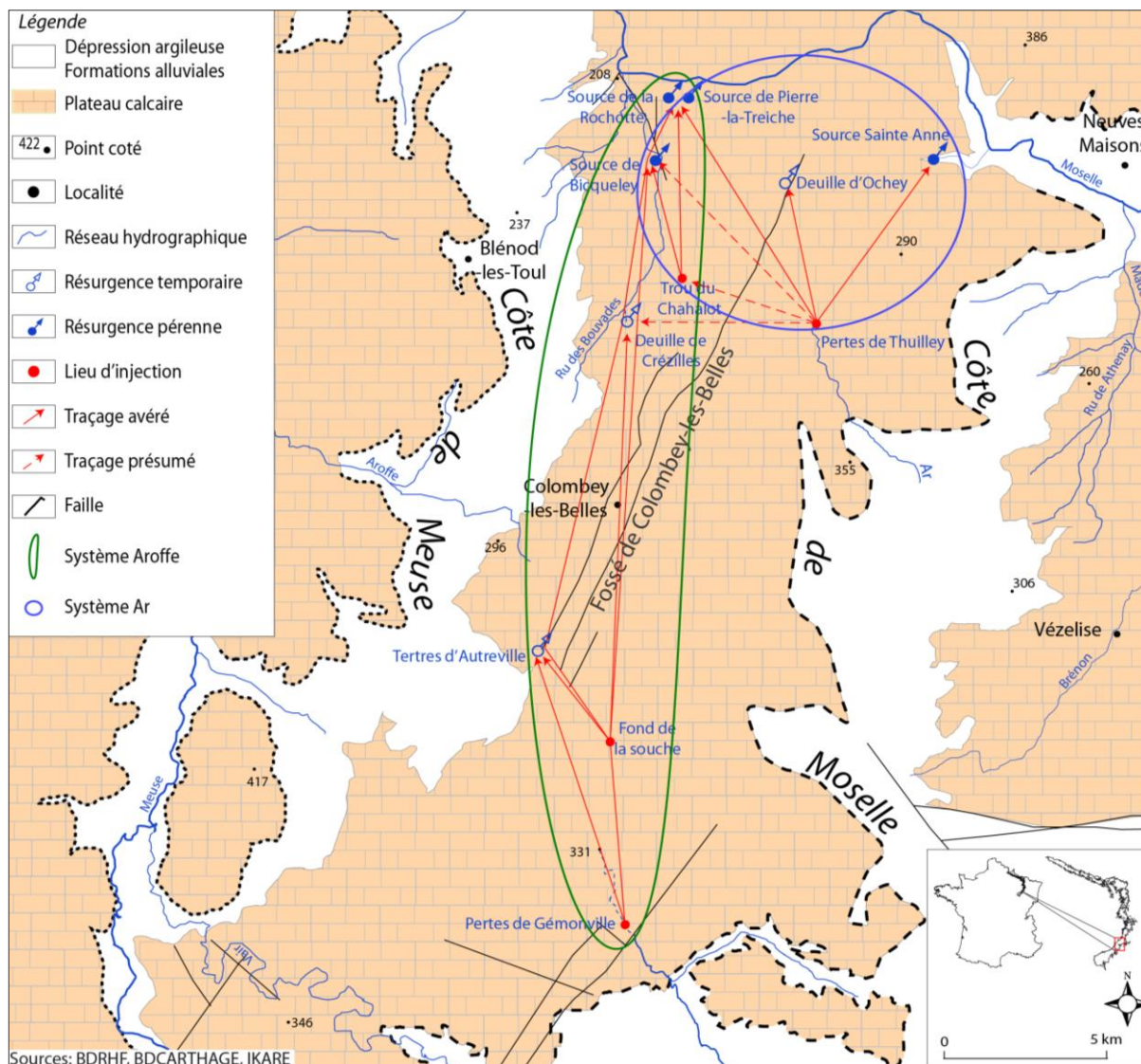


Tableau 3-6 : Quelques caractéristiques des traçages réalisés dans le secteur de la Haye méridionale

Secteur	Nombre d'injections	Nombre d'injections restituées	Vitesse caractéristique constatée	Distance caractéristique constatée	Mode de détection prépondérant
Système de l'Ar	3	3	40 - 400 m/h	de 5 à 8 km	Visuel-Analyse d'eau Fluocapteur
Système de l'Aroffe	22	22	30 - 650 m/h	de 10 à 25 km	Visuel-Analyse d'eau Fluocapteur

Les nombreuses connexions hydrauliques établies sur ce secteur se réalisent selon des cinétiques rapides. Ainsi, bien qu'elles diffèrent selon la période hydrologique et selon les points d'injection choisis, les vitesses de transit minimum atteignent en période de hautes eaux sur le système de l'Ar des valeurs de 400 m/h et plus de 600 m/h pour le système de

l'Aroffe⁴⁶. Celles-ci constituent les vitesses de transit "homologuées"⁴⁷ les plus rapides enregistrées à l'échelle des auréoles calcaires suivis. Il apparaît que les circulations importantes en termes de flux et de vitesses se réalisent à proximité et quasi parallèlement aux accidents tectoniques. L'ensemble des relations entre les pertes de l'Aroffe et les principales émergences du plateau (source de la Rochotte, de Bicqueley, et de Pierre-la-Treiche, trous du Fond de la Souche, du Chahalot, du Moutrot, Deuille de Crézilles, tertres d'Autreville...) s'établissent quasi parallèlement au fossé tectonique de Colombey-les-Belles témoignant du rôle que peut avoir la fracturation dans l'établissement d'un réseau souterrain actif et bien drainé.

Outre l'extension spatiale de l'endokarst sur le plateau, son développement vertical est lui aussi tout à fait remarquable. Il se développe en effet entre les pertes dans le talweg de l'Aroffe situées à une altitude d'environ 340 m et des points cotés à 210–205 m pour les plus émergences les septentrionales (sources de la Rochotte et de Pierre-la-Treiche). Le drainage karstique du plateau s'opère donc sur plus de 100 m dans les formations du Bajocien (gradient hydraulique de 0,5 %).

Les traçages dans le Pays-Haut

La région du Pays-Haut, circonscrite par les vallées de la Chiers au nord, de l'Orne au sud et de l'Othain à l'ouest, a connu depuis les années 1920 d'intenses prospections hydrogéologiques. La multiplicité des investigations sur ce secteur est à mettre en relation avec un impératif de connaissance des modalités de l'écoulement dans les aquifères calcaires sus-jacents à la couche exploitée de la minette Lorraine. De plus, de nombreux indices (densité des manifestations exokarstiques, sources aux débits conséquents telles que celle de la Fensch à Fontoy) semblent traduire une propension du secteur à des circulations hypogées rapides qu'il convient de rattacher ou non à l'existence d'un endokarst fonctionnel. En l'espace de 70 ans (1920/1990), une centaine d'injections ont été réalisées sur le Pays-Haut afin de traduire les relations souterraines entre les principales pertes et les émergences qu'elles soient naturelles ou liées aux mines de fer.

⁴⁶ En période de basses eaux, les vitesses enregistrées sont de l'ordre de 100 m/h.

⁴⁷ Sur le Pays-Haut, certaines expériences de traçages ont donné des vitesses de transit minimum supérieures à 800 m/h sans que l'on puisse toutefois avec certitude attester leurs validités du fait du mode de détection visuel.

Les relations présentées ici (figure 3-13 & tableau 3-7) sont faites à partir d'observations réalisées en contexte d'exhaure minier. L'envoyage progressif des mines de fer et le rehaussement piézométrique consécutif a entraîné un retour à un fonctionnement pseudo-naturel qui favorise parfois une migration des exutoires : certaines relations pertes-émergences présentées sur la figure 3-13 sont sans doute dorénavant obsolètes. Si l'incidence minière interdit toutes conclusions définitives sur le fonctionnement de l'endokarst, certains indices du fonctionnement souterrain du Pays-Haut peuvent être déduits des différentes campagnes de traçages. Elles mettent ainsi en exergue une opposition entre:

- les secteurs Sud et Est (au sud-est d'une ligne Aumetz/Audun-le-Roman/Murville). Les relations démontrées s'effectuent principalement entre des pertes localisées dans les Marnes de Gravelotte et des émergences situées dans les Calcaires de Jaumont du Bajocien supérieur pour les traçages du ruisseau de la Vallée ou dans les calcaires du Bajocien moyen pour les traçages de la source de la Fensch. Les différences d'altitude entre les pertes et les émergences et les vitesses de circulation souterraines qui atteignent pour certains des traçages plusieurs centaines de m/h révèlent l'existence d'un endokarst hydrologiquement actif qui se développe sur une cinquantaine de mètres dans la partie supérieure de l'aquifère du Dogger. Notons également pour ce secteur que les taux de restitution de traceur ont souvent été importants (> 50 %) ;
- les secteurs Centre et Nord (à l'ouest d'une ligne Aumetz/Audun-le-Roman/Murville). Les relations prouvées sur ce secteur se réalisent entre des pertes et des émergences localisées dans les calcaires de Jaumont du Bajocien supérieur. Les connexions hydrauliques sont moins nombreuses que dans les bassins de l'Orne et de la Fensch, de nombreuses injections n'ayant pas abouti aux exutoires hypothétiques (secteur d'Aumetz), témoins sans doute de phénomènes de rétention important. Il semble que cette zone soit tributaire d'un drainage peu actif comme pousse à le croire des expériences de traçage des pertes de la Marchière ou celle du vallon sec d'Ugny où les vitesses enregistrées sont inférieures à 20 m/h. Seules les vitesses repérées lors de l'expérience d'injection au Grand Bichet ou entre Chesnières et Morfontaine sont élevées, de l'ordre de 150 m/h, et évoquent sans doute l'emprise très locale d'un écoulement en drains.

Figure 3-13 : Les principaux traçages dans le secteur du Pays-Haut

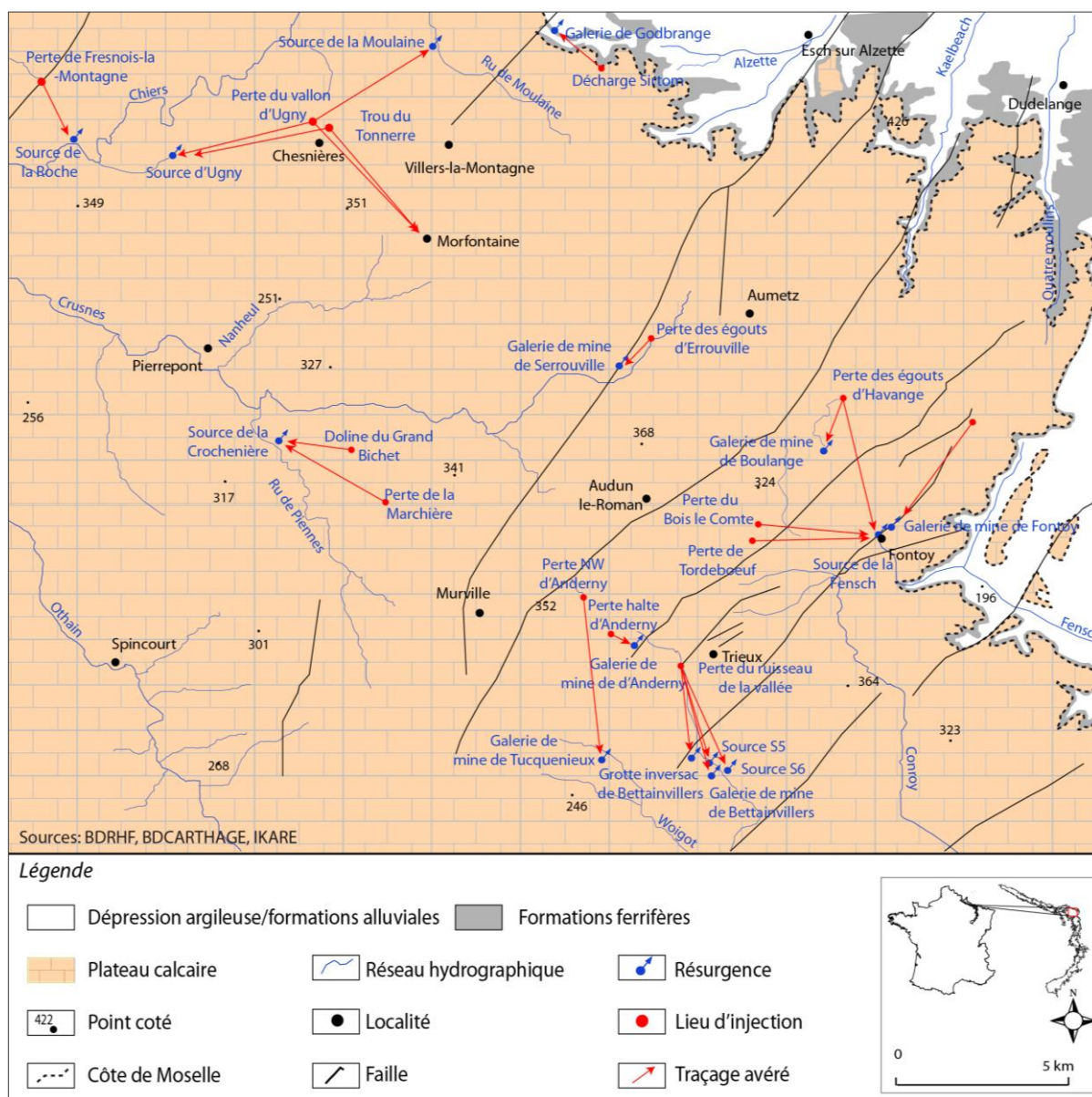


Tableau 3-7 : Quelques caractéristiques des traçages réalisés dans le secteur du Pays-Haut

Secteur	Nombre d'injections	Nombre d'injections restituées	Vitesse caractéristique constatée	Distance caractéristique constatée	Mode de détection prépondérant
Secteur Orne et Fensch	75	51	10 - 850 m/h	3 à 10 km	Fluocapteur
Centre et Nord	20	8	10 - 150 m/h	3 à 5 km	Fluocapteur

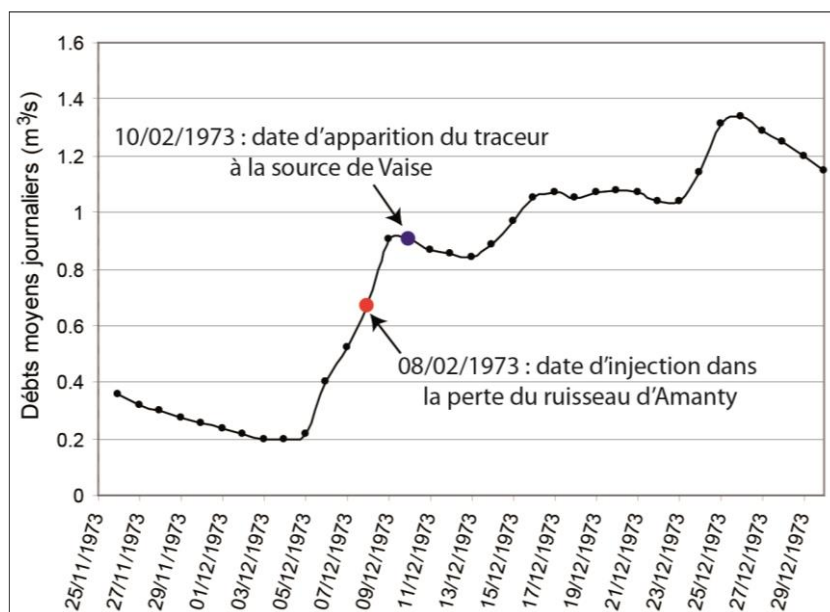
Les traçages dans le Haut-Pays

Les quelques campagnes menées dans le Haut-Pays l'ont été dans l'optique de mieux connaître les bassins d'alimentation des principales émergences du secteur : les sources de la Vaise et du Rongean (figure 3-16 & tableau 3-8).

Les traçages dans le bassin d'alimentation de la Vaise

Pour la source de la Vaise, la première injection a eu lieu dans les pertes localisées dans le ruisseau d'Amanty en décembre 1973, donnant un résultat positif sur les fluocapteurs, situés à la source de la Vaise. La campagne montre des vitesses de circulation souterraines faibles (la vitesse maximale de transit est alors de l'ordre de 20 m/h), la structure de drainage en amont de la source semble, à la vue de ce seul résultat, mal organisée.

Figure 3-14 : Hydrogramme de la Vaise lors de la campagne de traçage de décembre 1973



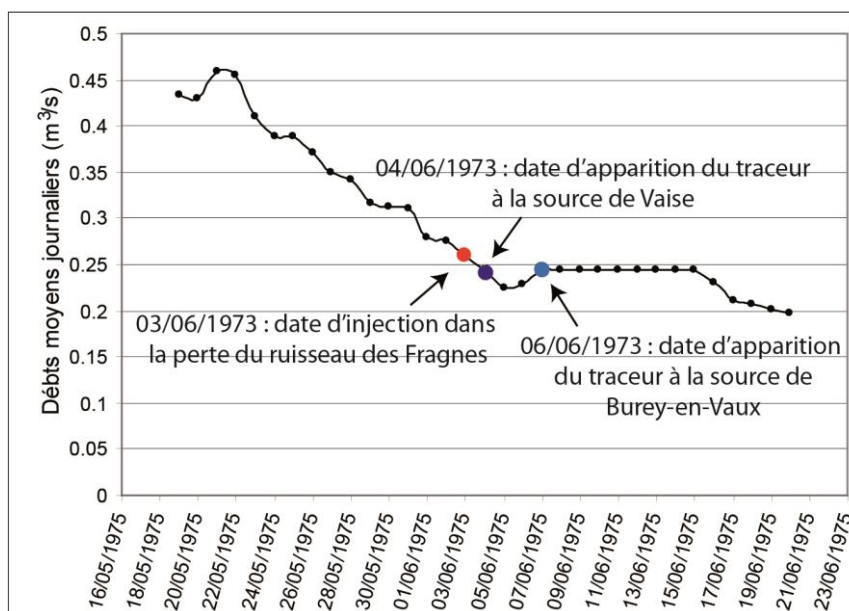
Une deuxième injection à la fluorescéine a été réalisée dans les pertes du ruisseau de Fragnes en juin 1975, les résultats sont positifs à la source de la Vaise mais également à la source de Burey-en-Vaux, émergence située à quelques kilomètres au nord. En outre, ce deuxième traçage mené à l'aube de l'été 1975 montre, par rapport à celle de 1973, de fortes dissemblances:

- des phénomènes de diffuence sont observés puisqu'à un point d'injection correspond pour ce traçage deux points de restitution : la source de la Vaise et celle de Burey-en-Vaux ;

- les vitesses de circulations maximales de transit enregistrées sont de 70 m/h pour la source de Burey-en-Vaux et de 225 m/h pour la Vaise (soit dix fois supérieures à celle enregistrée en décembre 1973).

Les dissemblances de vitesses observées entre les deux campagnes de traçage peuvent être interprétées de deux différentes façons : en première hypothèse, elles peuvent être reliées aux contextes hydrologiques choisis pour les expériences. La figure 3-14 montre que la première campagne de traçage a lieu lors d'une montée de crue, l'écoulement peut alors être freiné par l'engorgement du réseau souterrain, phénomène qui se traduit par des vitesses lentes. La seconde période de traçage se déroule en période non influencée par les précipitations (figure 3-15), l'écoulement se réalise dans un réseau dénoyé favorable à des écoulements plus rapides. La deuxième hypothèse, peut-être plus solide, est liée aux points d'injection eux-mêmes : la perte du ruisseau des Fragnes est située plus de cinquante mètres au-dessus de celle du ruisseau d'Amanty (figure 4-10), dans un secteur sous couverture (marno-calcaires de l'Oxfordien supérieur), ces deux conditions peuvent être à l'origine d'un développement plus marqué du karst dans la partie supérieure du système Vaise (soit sur le système tracé Fragnes-Vaise).

Figure 3-15 : Hydrogramme de la Vaise lors de la campagne de traçage de juillet 1975



Les traçages dans le bassin d'alimentation de la source du Rongeat

L'association GEOKARST a entrepris lors des années 1995 et 1997 des campagnes d'injection au cœur même du Haut-Pays meusien (bois de Trampot-Allianville). Aucune coloration de fluocapteur n'est apparue positive ; toutefois des pêcheurs ont signalé une coloration verte sur le Rongeat (Marre *et al.*, 2009) suite à la campagne de 1995 ouvrant de nouvelles perspectives sur les circulations souterraines du secteur.

Dans le but de parfaire la connaissance de l'endokarst du Haut-Pays, une nouvelle campagne d'injection a été menée par le GEGENAA et le CEGUM en janvier 2008. Deux pertes ont été retenues pour l'injection colorimétrique :

- la première injection s'est réalisée dans les pertes des égouts d'Allianville et n'a donné aucune coloration positive des fluocapteurs ;
- la seconde injection a été faite dans le bois de Trampot au niveau de la doline-émergence-perte F1.

L'injection de la forêt de Trampot est ressortie au niveau des sources du Rongeat avec une réaction extrêmement positive des fluocapteurs (taux de restitution supérieur à 80%) attestant la liaison hydrogéologique entre les pertes de la forêt de Trampot et cette zone d'émergence (figure 3-16). L'importance de la célérité du transit souterrain est un des enseignements primordial de cette campagne : on observe que les 12 km qui séparent le point d'injection et le point de restitution ont été parcourus en 35h, soit une vitesse de transit maximum de 330 m/h. Par ailleurs elle confirme, comme le souligne Jaillot en 2000, que le fossé de Gondrecourt-le-Château ne guide pas les écoulements vers le Nord, le traceur l'ayant traversé perpendiculairement.

De nouveaux traçages ont été réalisés en mars 2008, les lieux d'injection sont situés dans le bois de Trampot :

- dans la doline émergence-perte F3 : l'injection de fluorescéine n'a pas été détectée dans les exutoires hypothétiques ;
- dans la doline émergence-perte F1 de nouveau choisie comme point d'injection et ceci pour appréhender parfaitement l'allure de la courbe de restitution de colorant (rhodamine).

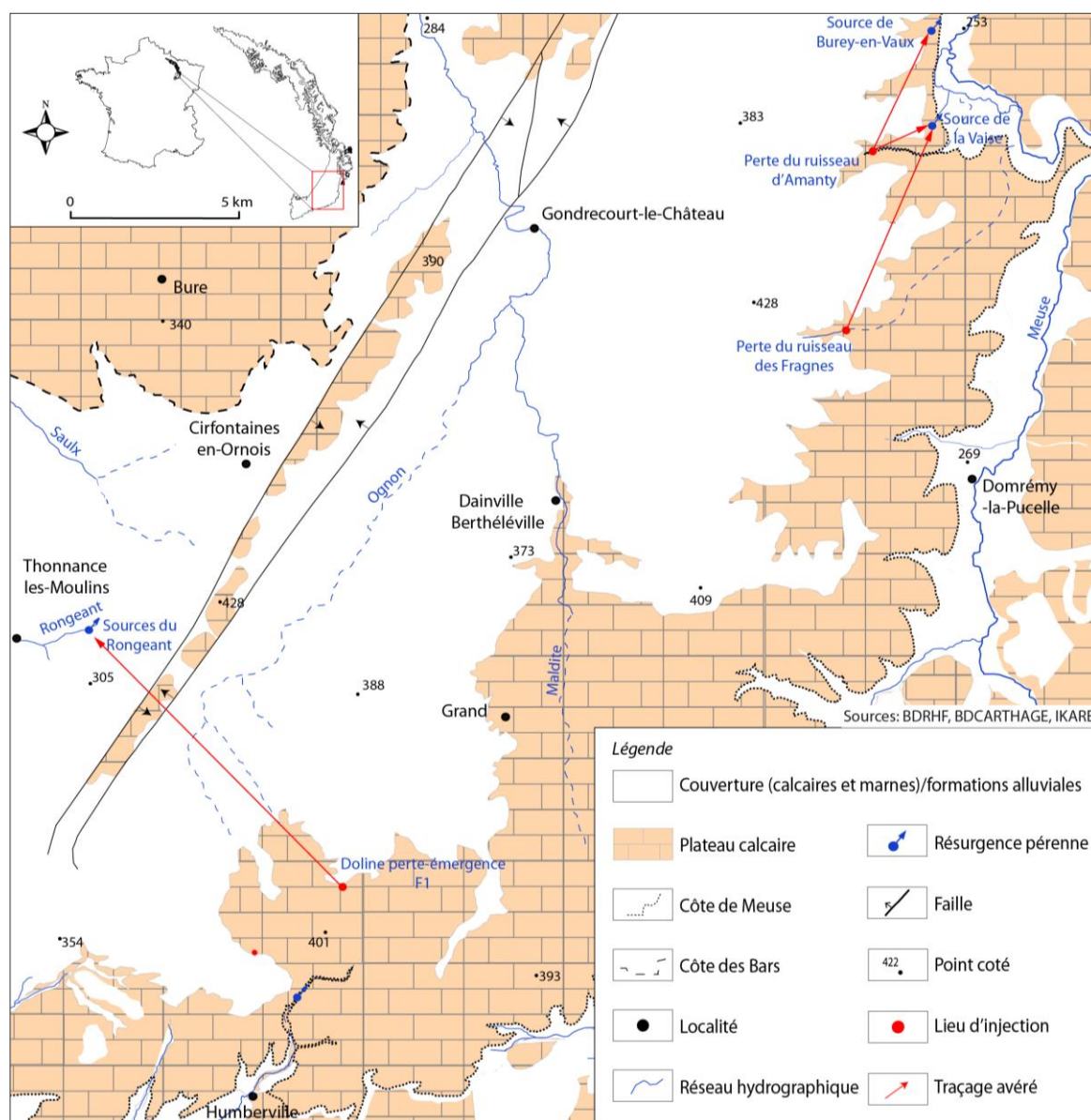
L'injection à la fontaine F1 a donné un résultat positif sur les capteurs situés sur les sources du Rongeat. La vitesse maximale du traceur est de 210 m/h (115000 m en 55h) et son temps

modal défini comme le temps séparant l'injection de la concentration maximum est estimé à 60 h, donnant une vitesse modale de 192 m/h (Marre *et al.*, 2009). Le rapport V_{max}/V_{mod} renseigne sur la vitesse de montée des concentrations (Audra P., 2001) définissant la nature des conduits parcourus par les traceurs : pour ce traçage le rapport est de 1,1 et, selon cet auteur un rapport compris entre 1 et 2 (rapport faible) montre une vitesse rapide liée à un réseau bien karstifié.

Tableau 3-8 : Quelques caractéristiques des traçages réalisés dans le secteur du Haut-Pays

Secteur / Bassin d'alimentation	Nombre d'injections	Nombre d'injections restituées	Vitesse caractéristique constatée	Distance caractéristique constatée	Mode de détection prépondérant
Source de la Vaise	3	3	de 20 à 250 m/h	2,5 km	Fluocapteur
Source du Rongeant	3	2	de 200 à 300 m/h	10 km	Analyse d'eau

Figure 3-16 : Les principaux traçages dans le secteur du Haut-Pays



2.4 LES FACTEURS DE L'ENDOKARSTIFICATION

Les trois espaces multitracés présentés comptent, à l'échelle des trois plateaux, parmi les seuls investis rigoureusement. Ils ont en commun d'avoir révélé des vitesses de circulation hypogées très rapides témoins d'une endokarstification avancée. Evoquer les composantes structurelles communes à ces espaces c'est comprendre quels sont les facteurs qui déterminent au sein de ces bas plateaux la variabilité des comportements hypogés.

> Le rôle des dynamiques d'infiltration

Les vitesses de circulation les plus rapides, représentatives des endokarsts les plus évolués, ont majoritairement été identifiées à la suite d'injections dans les pertes de certains talwegs (Aroffe, Meuse) relevant une karstification de fond de vallée efficiente ou dans les morphologies d'absorption des zones de contact lithostratigraphique (secteur Fensch amont, secteur bois de Trampot-résurgences du Rongean). Dans ces configurations, les gradients hydrauliques sont faibles entre les points de perte et les points d'émergence (0,52 % pour l'Aroffe, 0,2 % pour la Meuse, 1,5 % pour la Fensch, 0,8 % pour le secteur bois de Trampot-résurgences du Rongean) mais sont compensées en termes de dynamique par une infiltration en flux concentrés au droit des morphologies de perte assurant ainsi des débits entrants soutenus.

> Le rôle de la lithologie

Les trois aquifères suivis constituent des aquifères multicouches spatialement et verticalement hétérogènes marqués par l'existence de séquences argileuses ou marneuses qui cloisonnent des strates carbonatées et dolomitiques plus ou moins karstifiables. Au vu des résultats des traçages, les faciès à polypiers du Bajocien moyen et inférieur et les calcaires récifaux de l'Oxfordien moyen présentent manifestement le potentiel à l'endokarstification le plus important : les expériences de l'Aroffe et celles du Rongean suggèrent le développement d'un drainage endokarstique fonctionnel qui se développe horizontalement sur plusieurs kilomètres et verticalement sur plus de 100 m.

Certains autres faciès tels que les calcaires de Jaumont du Bajocien supérieur, la Dalle d'Etain du Bathonien inférieur ou encore, dans une moindre mesure, les couches

dolomitiques/carbonatées de la Lettenkohle/Muschelkalk supérieur sont également affectées par une endokarstification : celle-ci reste toutefois relativement discrète, en lien avec un faible développement horizontal de ces horizons et donc un faible gradient hydraulique.

> **Le rôle de la fracturation**

Les résultats des campagnes de traçage mettent également en évidence le rôle des failles dans le comportement de la zone noyée : celles qui ont été réalisées sur les plateaux profondément marqués par l'existence de réseaux de failles ont révélé les vitesses hypogées les plus rapides.

- dans le secteur de l'Aroffe, le fossé de Colombey-les-Belles d'orientation SO-NE influe sur la transmissivité de la zone noyée en influant sur la karstogenèse et permet de guider les écoulements souterrains vers les exutoires septentrionaux du système ;
- dans le cas du Rongéant, le fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château bien que perpendiculaire à l'écoulement hypogée conditionne également le degré d'organisation de la zone noyée. Le rôle du réseau de failles est double, il permet la mise en contact de l'aquifère captif des calcaires récifaux de l'Oxfordien moyen avec l'aquifère multicouche de l'Oxfordien supérieur en autorisant les transferts souterrains entre le front de karstification du bois de Trampot et la fenêtre hydrologique du Rongéant et augmente la transmissivité originelle du milieu (Devos A., 2010).

A ces quelques facteurs notables de l'endokarstification, doit évidemment être combiné le rôle du niveau de base qui apparaît d'autant plus fondamental que les émergences se localisent fréquemment dans des vallées plus basses que les pertes (Losson B., 2009).

La combinaison de ces facteurs, est très circonscrite spatialement, l'endokarstification des trois plateaux est ponctuel, les écoulements souterrains au sein des trois plateaux semblent majoritairement se réaliser selon des dynamiques plus pondérées et de fait peu ou pas karstique. Un tel constat est celui dont témoigne la grande majorité des expériences (malgré les réserves pouvant être émises sur leurs fiabilités). Les campagnes de traçage ayant le plus souvent révélées, quelque soit le contexte hydrologique, des faibles vitesses de circulation hypogée (de l'ordre de quelques m/h) et des phénomènes de diffifluence accusé qui révèlent une

absence d'organisation des écoulements. Les expériences de traçage menées sur la Haye centrale sont l'archétype d'un tel comportement (figure 3-17 & tableau 3-9).

Figure 3-17 : Les traçages avérés dans le secteur de la Haye centrale

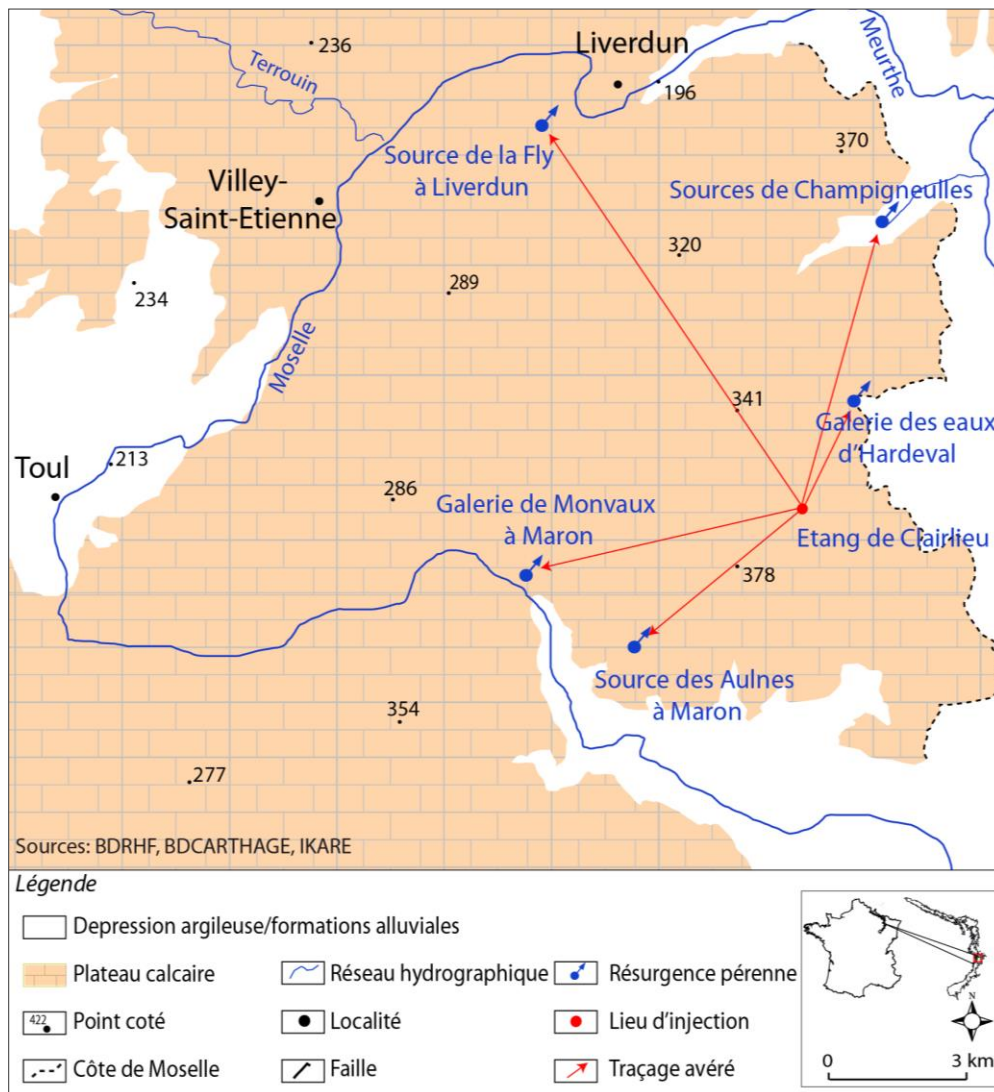


Tableau 3-9 : Quelques caractéristiques des traçages réalisés dans le secteur de la Haye centrale

Secteur	Nombre d'injections	Nombre d'injections restituées	Vitesse caractéristique constatée	Distance caractéristique constatée	Mode de détection prépondérant
Etang de Clairlieu	4	4	< 20 m/h	5 à 10 km	Fluocapteur

2.5 REPARTITION SPATIALE DES MODALITES DE CIRCULATION HYPOGEE

A l'aide des résultats des campagnes de traçage colorimétrique, nous proposons d'opérer une distinction entre bassins par le critère de la vitesse de transit minimum ; elle est le seul élément interprétatif connu sur la quasi intégralité des expériences de traçages. Quatre cas de figure sont envisagés (figure 3-18) :

- (a) la zone hydrographique n'a pas fait l'objet de campagnes de traçage ou celles-ci n'ont pas été traduites quantitativement⁴⁸ ;
- (b) toutes les expériences de traçage au sein d'une zone hydrographique ont une vitesse de transit minimum inférieure à 20 m/h, l'endokarst est supposé hydrologiquement peu fonctionnel ;
- (c) au moins une expérience de traçage a une vitesse de transit minimum supérieure à 20 m/h, l'endokarst est supposé régi par une certaine organisation ;
- (d) au moins une expérience de traçage a une vitesse de transit minimum supérieure à 20 m/h mais l'existence de travaux miniers ne permet pas d'imputer totalement ces vitesses au karst.

La limite de 20 m/h a un caractère arbitraire⁴⁹, elle permet toutefois d'opposer facilement deux pôles de résultats de traçages : ceux qui ont révélé des vitesses de circulation de quelques m/h et ceux où, manifestement, les circulations souterraines sont beaucoup plus rapides.

Les vitesses de circulation sont souvent relativement faibles et l'endokarstification des aquifères semble limitée à quelques secteurs :

- sur le Dogger, aux bassins du Pays-Haut (sans l'on puisse discerner le rôle de l'impact minier), au système de l'Aroffe et au secteur Meuse-Mouzon au sud de Neufchâteau ;
- sur l'Oxfordien, au système Ognon-Rongant ;
- sur le Muschelkalk, aux bassins des ruisseaux de la Prairie et de Voise.

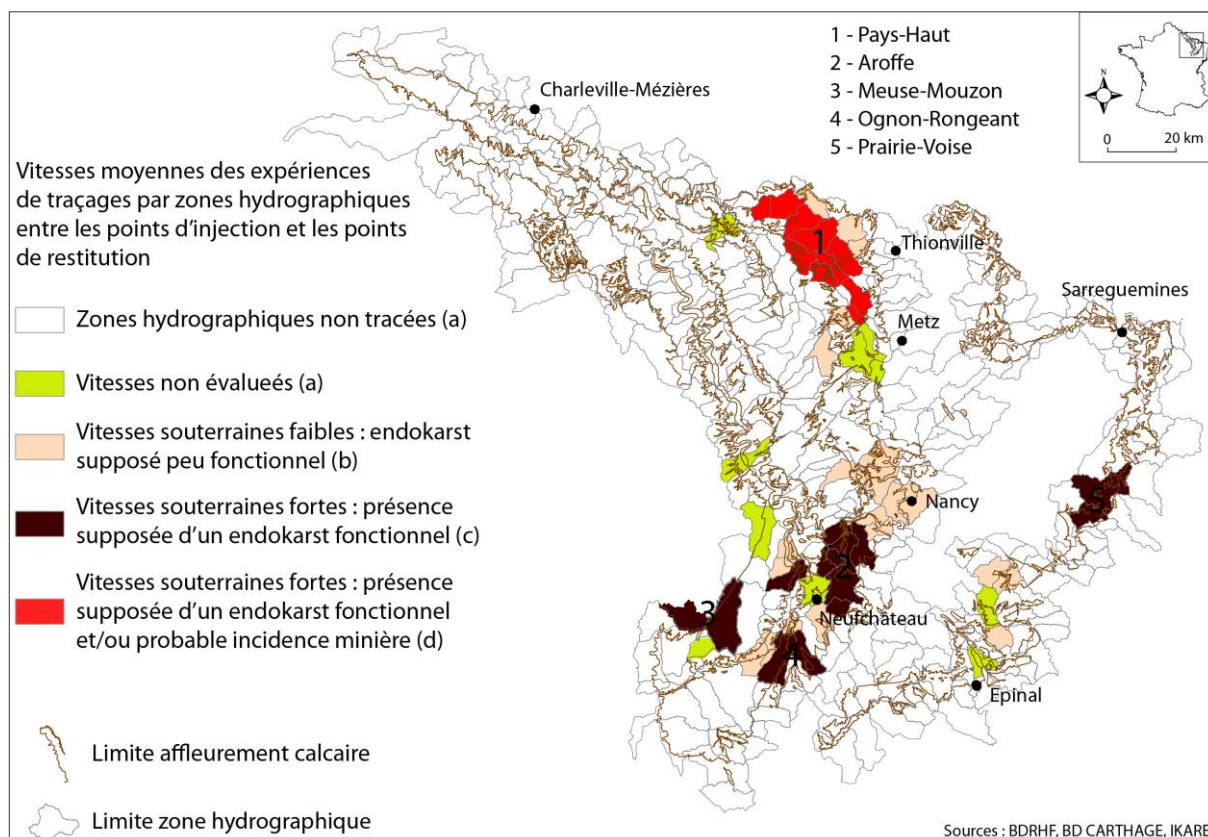
⁴⁸ Sur la figure 3-18, les zones hydrographiques accueillant des traçages dont la vitesse n'a pas été évaluée, ont été représentés à part de celles qui n'ont pas fait l'objet de campagnes de traçage.

⁴⁹ Notons ainsi que sur certains secteurs, les vitesses de circulation souterraine lentes ne sont pas obligatoirement liées à une mauvaise endokarstification mais peuvent être corrélées à des "freins" souterrains (tels que les siphons karstiques).

La répartition spatiale, à l’instar de celle proposée pour les phénomènes exokarstiques, se heurte à plusieurs limites :

- la typologie proposée est basée uniquement sur les zones hydrographiques investies souterrainement par des expériences de traçages (soit seulement 15% des zones hydrographiques concernées par les affleurements du Muschelkalk, du Dogger ou de l’Oxfordien et seuls deux secteurs ont fait l’objet de campagnes multiples : le secteur du Pays-Haut et le secteur de Haye méridionale) ; l’absence de traçages sur certains bassins n’exclut évidemment pas l’existence d’un endokarst développé pouvant par exemple être révélé par des investigations spéléologiques ;
- l’échelle de la zone hydrographique ne peut représenter réellement l’extension de l’endokarst, celui-ci pouvant se développer sur une partie tout à fait modeste du bassin ;
- le nombre et les conditions de traçages varient fortement d’une zone hydrographique à une autre. Ainsi les modes de détection diffèrent (visuel, fluocapteur et analyse d’eau) et rendent interprétations et comparaisons délicates. De plus les débits aux émergences souvent inconnus ne permettent ni de rattacher l’expérience de traçage à un contexte hydrologique précis ni de disposer d’informations complémentaires sur le traçage (taux de restitution).

Figure 3-18 : Répartition spatiale des dynamiques d’écoulement hypogée à l’échelle des zones hydrographiques des aquifères du Muschelkalk, du Dogger et de l’Oxfordien



CONCLUSION DU CHAPITRE 3

Les conditions de l'écoulement, qu'il soit de surface ou souterrain, présentent deux aspects bien contrastés.

Lorsque les eaux de surface se perdent de façon concentrée, que l'on se situe en position de fond de vallée ou sur le plateau, l'endokarstification du massif calcaire sous-jacent est manifeste et se traduit par des écoulements hypogés rapides, dont les vitesses de circulation peuvent atteindre plusieurs centaines de m/h, qui se vidangent au droit d'exutoires bien individualisés. L'eau d'infiltration rapide, bien qu'elle ne soit mobilisée au droit de la plupart des morphologies de perte que sur une période très limitée à l'échelle annuelle, constitue le facteur déterminant dans la mise en place de structure de drainage hiérarchisée. Si les débits entrants sont considérés comme la condition *sine qua none* à la mise en place de telles structures, la fracturation en augmentant la transmissivité originelle est considérée également comme un facteur favorisant les cinétiques hypogées.

Cependant, l'agrégation spatiale des facteurs qui gouvernent l'endokarstification sur un même secteur est très réduite à l'échelle des trois aquifères suivis : au contraire, l'alimentation de la zone noyée est très majoritairement assurée par l'infiltration diffuse, qu'elle se réalise par percolation dans le calcaire nu et/ou par drainance des étages peu perméables. Dans cette configuration, la dissipation de l'énergie cinétique sur toute la surface du plateau a comme corolaire souterrain des circulations peu ou pas organisées, relativement lentes, évoquant une structuration de type fissuré non karstique et peu fonctionnelle des milieux.

CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE

Au sein des plateaux du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien, la prise en compte de la localisation et de la nature des morphologies exokarstiques qui structurent l'infiltration, d'une part, et des modalités de circulation hypogée vues à travers les résultats des traçages artificiels, d'autre part, permet de mettre en évidence la diversité des comportements hydrodynamiques en milieu calcaire de bas plateaux. Chaque système, chaque bassin possède un fonctionnement singulier déterminé par les paramètres structurels (présence d'une couverture, incision des vallées, tectonique) qui régissent le développement de la karstification et consécutivement des dynamiques d'écoulement.

En prenant en considération les paramètres structurels précédemment identifiés ainsi que les deux organisations spatiales, de surface et souterraine, établies à l'échelle des zones hydrographiques, nous proposons une typologie qui synthétise les principaux comportements observés et dans laquelle cinq types de configuration sont identifiés.

1^{ère} configuration : Les zones hydrographiques qui n'accueillent pas ou peu de morphologies d'infiltration rapide et dans lesquelles le drainage souterrain est supposé peu organisé. Cette configuration est celle qui prévaut au droit des revers de plateau sur lesquels le calcaire affleure sans discontinuité majeure (peu ou pas d'accidents tectoniques, pas de couverture). L'infiltration est unimodale et s'opère de façon diffuse et non hiérarchisée à travers le calcaire nu. La vidange aquifère se réalise via de nombreuses émergences aux débits souvent indigents qui se localisent soit à l'interface entre les strates peu perméables et les aquifères perchés, soit, si l'incision des vallées environnantes est plus accusée, au niveau de l'aquifère principal sous-jacent (les débits sont alors plus importants).

2^{ème} configuration : Les zones où l'infiltration est bimodale mais où l'emprise de l'exokarstification (en termes de flux) est faible et ne permet pas une concentration efficace des écoulements aériens. Sur les revers de plateau, ce sont les secteurs marqués par une très faible densité des formes d'introduction (dans le cas par exemple où le binôme de résistance entre couverture et calcaire sous-jacent serait peu karstogène). En fond de vallée cette configuration est celle des cours d'eau allogènes aux plateaux calcaires qui sont fréquemment marqués par des pertes diffuses qui absorbent une faible proportion des écoulements aériens.

L'infiltration est jugée peu propice à la dissolution ; pas d'indices d'endokarstification et/ou les vitesses hypogées, lorsqu'elles ont été évaluées, sont faibles. Cette configuration d'un point de vue hydrodynamique est considérée comme très proche de la première, c'est-à-dire marquée par une vidange mal ordonnée, l'aquifère étant drainé par de nombreuses émergences.

Ces deux configurations sont considérées comme très dominantes spatialement (figure I-1 & figure I-2), à ce titre nous envisageons que les aquifères du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien sont largement dominés par des processus d'écoulement lents et peu organisés.

3^{ème} configuration : Les zones où l'endokarstification est importante mais où l'emprise du karst en surface est faible. Il s'agit principalement des bassins traversés souterrainement par un réseau de drains (comme c'est le cas pour les bassins contigus à celui de l'Aroffe à Gémonville) mais qui n'abritent peu ou pas de morphologies d'infiltration rapide.

4^{ème} configuration : Les zones où l'exokarstification est notable et se manifeste par des écoulements aériens qui se perdent de façon concentrée dans le calcaire. La hiérarchisation des écoulements en amont des manifestations de perte permet un apport soutenu vers la zone noyée, l'endokarstification y est consécutivement manifeste et traduite par des vitesses de circulation souterraine importantes (lorsqu'elles ont été évaluées) et/ou par l'existence de réseaux spéléologiques fonctionnels. Sur les plateaux ce sont les secteurs marqués par les contacts lithostratigraphiques, en fond de vallée ce sont les secteurs drainés par les pertes des rivières allochtones aux plateaux calcaires. Régulièrement impactés par la tectonique (au même titre que la 3^{ème} configuration), ces systèmes présentent comme caractéristique d'être marqués par l'absence d'un continuum hydrologique de surface : perte totale des écoulements en amont des systèmes et vidange aquifère assurée par des émergences bien individualisées aux débits importants. Ces exutoires se localisent préférentiellement à l'interface entre l'aquifère principal et son mur.

5^{ème} configuration : Elle répond aux mêmes mécanismes que la configuration précédente, mais l'existence de travaux miniers ne permet pas d'attribuer totalement le fonctionnement à une composante karstique.

L'hétérogénéité de fonctionnement hydrodynamique à l'échelle des aquifères étudiés se manifeste par différents modes de circulation de l'eau tant en zone d'infiltration qu'en zone non saturée et noyée. La typologie dressée révèle ces particularités et dissemblances mais sa cartographie ne saurait être toutefois pleinement satisfaisante et ceci en raison :

- de la nature lacunaire des informations utilisées, conditionnée par les dimensions du domaine d'étude ;
- du choix de l'échelle des zones hydrographiques pour rendre compte de la répartition spatiale des configurations. Bien qu'elle nous autorise à une approche relativement fine, cette limite, d'ordre topographique, ne peut traduire parfaitement l'extension des systèmes ; en milieu calcaire, les différences de superficie étant souvent importantes entre les bassins topographique et hydrogéologique.

Figure I-1 : Les configurations de l'écoulement à l'échelle des zones hydrographiques

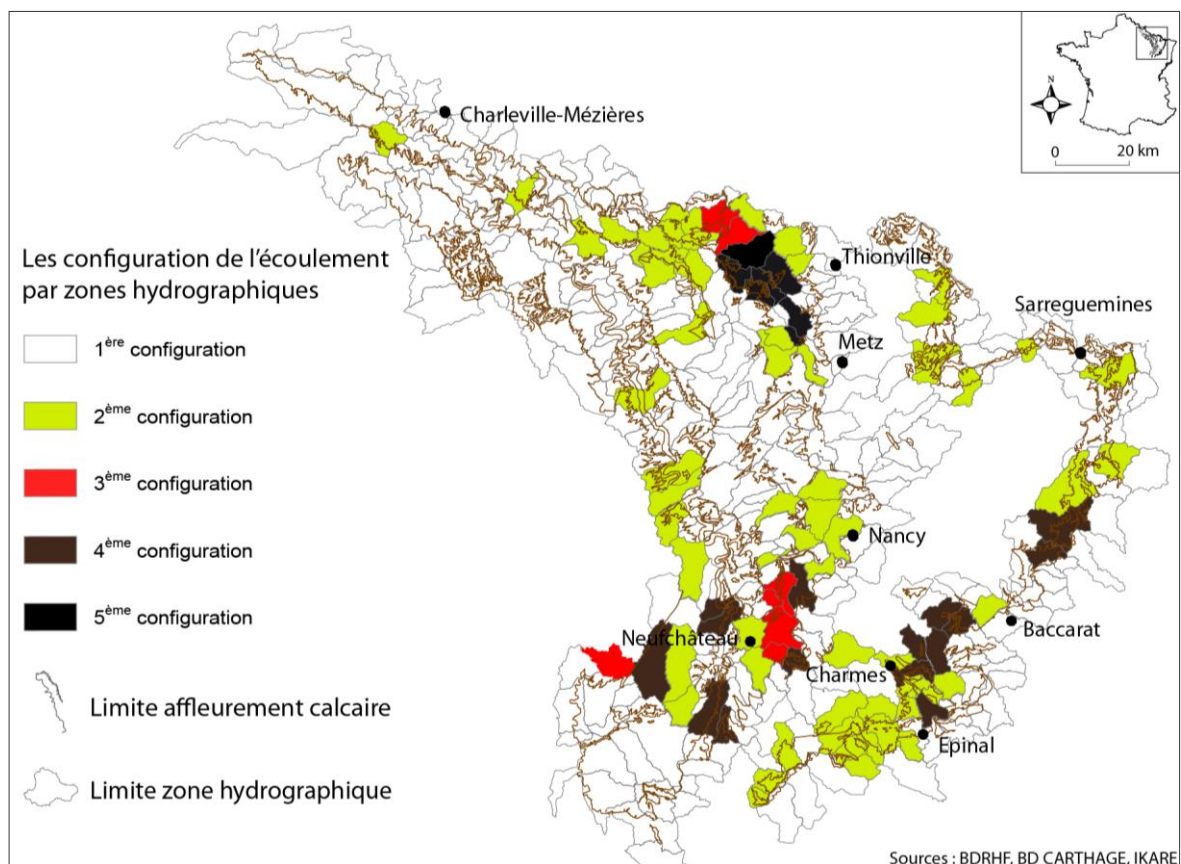





Figure I-2 : Les configurations de l'écoulement à l'échelle des secteurs

Secteur	1 - Secteur septentrional		2 - Secteur central		3 - Secteur méridional	MUSCHELKALK
Configuration(s) dominante(s)	Configuration 2		Configuration 2 Configuration 4		Configuration 2 Configuration 4	
Secteur	1 - Pays-Haut	2 - La Montagne	3 - Haye septentrionale	4 - Haye centrale	5 - Haye méridionale	DOGGER
Configuration(s) dominante(s)	Configuration 5 Configuration 2	Configuration 1 Configuration 2	Configuration 1	Configuration 1 Configuration 2	Configuration 3 Configuration 4	
Secteur	1 - Hauts de Meuse		2 - Haut-Pays			OXFORDIEN
Configuration(s) dominante(s)	Configuration 1		Configuration 4 Configuration 1			

PARTIE 2

L'ANALYSE HYDROCLIMATIQUE COMME SUPPORT A LA CARACTERISATION DES FONCTIONNEMENTS

CHAPITRE 4 : CONTEXTES ET INTERETS SCIENTIFIQUES DES SECTEURS ET
EXUTOIRES SUIVIS

CHAPITRE 5 : L'ANALYSE A L'ECHELLE DES CYCLES HYDROLOGIQUES

CHAPITRE 6 : L'ANALYSE A L'ECHELLE DES EVENEMENTS

INTRODUCTION DE LA DEUXIEME PARTIE

La deuxième partie de ce document s'intéresse à la quantification des dynamiques de circulation. Pour ce faire, nous opérons dans cette partie un changement d'échelle et nous nous intéressons à la relation pluie-débit au sein de systèmes de petites dimensions (sources et petits bassins versants). Nous pouvons, en étudiant les fluctuations hydrodynamiques aux exutoires, comprendre comment les paramètres structurels de l'écoulement s'expriment hydrologiquement, ce qui revient à s'interroger sur les formes et les composantes des hydrogrammes.

Nous expliquons dans le chapitre 4, quels sont les critères qui ont présidé au choix d'un réseau hydrométrique qui se veut représentatif des conditions de l'écoulement au sein des trois plateaux suivis. Nous revenons dans ce chapitre sur les contextes physiographiques des secteurs investis et sur les données hydroclimatiques utilisées.

Deux niveaux d'analyse sont retenus dans les chapitres suivants.

Dans le chapitre 5, le suivi hydroclimatique est envisagé à l'échelle du cycle hydrologique. A cette échelle, nous identifions dans premier temps les composantes de l'écoulement uniquement perceptibles sur le long terme mais aussi des indicateurs globaux de l'écoulement pour servir de base à des comparaisons fonctionnelles entre les exutoires mettant en évidence deux types de comportement.

Au chapitre 6, le suivi hydroclimatique est envisagé à l'échelle de l'événement. Des types de comportement retenus, nous en précisons les conditions de mise en charge et les processus hydrologiques qui les déterminent par l'étude de crues aux exutoires suivis.

Les constats sur les fonctionnements qu'ils soient réalisés à l'échelle du cycle hydrologique ou de celle de l'évènement, ne peuvent être établis qu'à partir de méthodes adaptées pour lesquelles nous définissons, dans ces deux derniers chapitres, les domaines d'application.

CHAPITRE 4 : CONTEXTES ET INTERETS SCIENTIFIQUES DES SECTEURS ET EXUTOIRES SUIVIS

SOMMAIRE

1 LE HAUT-PAYS : LA REGION DES EXUTOIRES DE LA VAISE, DE LA MALDITE, DU RONGEANT ET DE LA MANOISE

1.1 LE CONTEXTE PHYSIQUE

1.2 INSTRUMENTATION HYDROCLIMATIQUE ET INTERETS SCIENTIFIQUES

2 LA MONTAGNE : LA REGION DES EXUTOIRES DU SOIRON

2.1 LE CONTEXTE PHYSIQUE

2.2 INSTRUMENTATION HYDROCLIMATIQUE ET INTERETS SCIENTIFIQUES

3 LE PAYS-HAUT : LA REGION DES EXUTOIRES DU NANHEUL

3.1 LE CONTEXTE PHYSIQUE

3.2 INSTRUMENTATION HYDROCLIMATIQUE ET INTERETS SCIENTIFIQUES

INTRODUCTION DU CHAPITRE 4

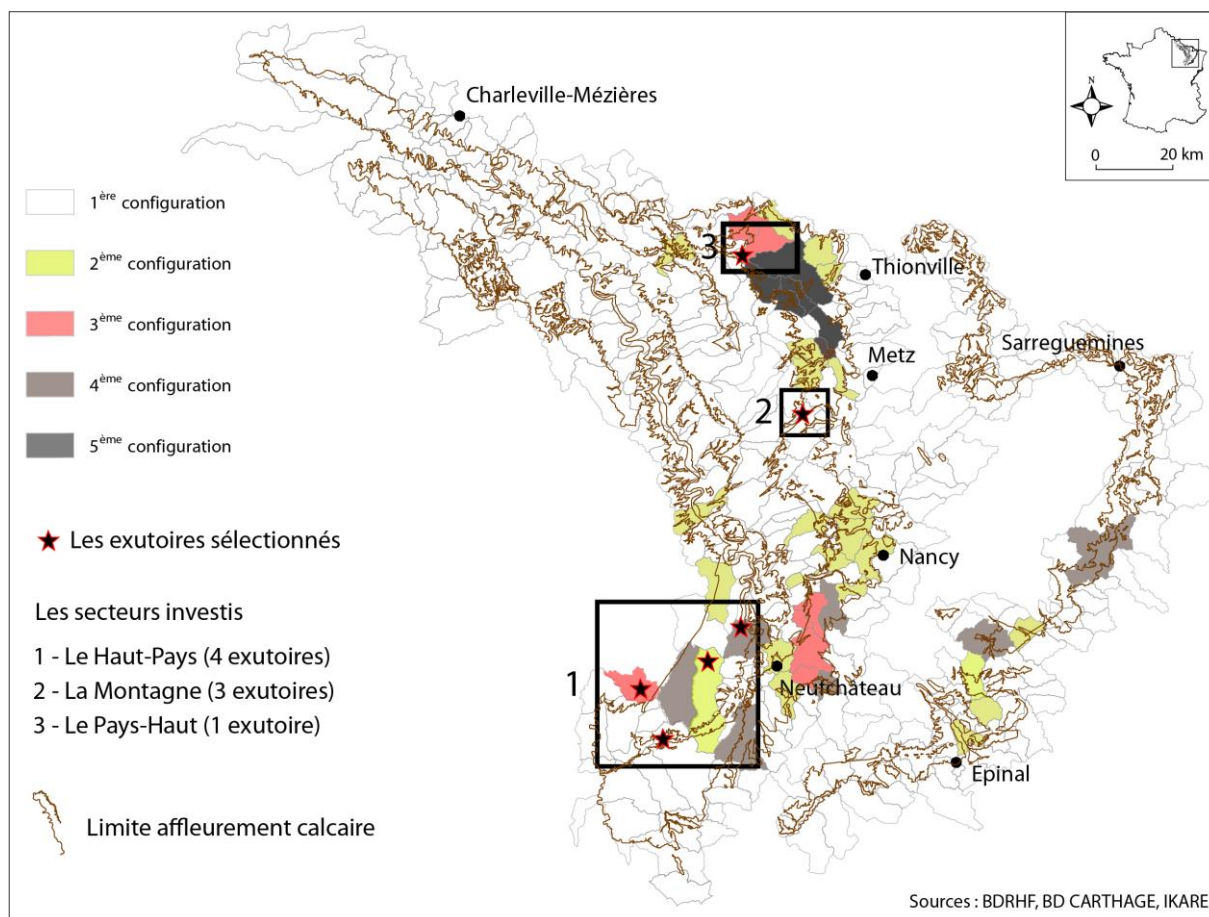
Réseaux spéléologiques pénétrables peu nombreux et difficilement instrumentables, données hydrogéologiques très ponctuelles, les dynamiques de circulation dans les couches calcaires des aquifères étudiés ne peuvent être aisément appréhendées par des constatations et mesures souterraines. Sources et petits bassins de surface se sont par conséquent révélés comme étant les plus appropriés pour affiner notre compréhension des dynamiques d'écoulement, leurs fonctionnements intégrant à part entière les mécanismes hypogés.

Guidé par une volonté d'observer des comportements hydrologiques caractéristiques en milieu de bas plateaux et de dégager un panel de sites, les plus exhaustifs possibles, le choix a été fait d'utiliser la typologie hydrokarstique (figure I-1) établie et d'en dégager un réseau de mesure *ad hoc* représentatif des contrastes fonctionnels. Ainsi, nous avons défini des secteurs regroupant des unités hydrologiques en fonction des degrés de karstification. Ces unités hydrologiques doivent en outre être inscrites dans les affleurements calcaires afin d'étudier les variations hydrométriques induites exclusivement par ces milieux. Cette dernière condition nous permet de travailler à une échelle fine (impluviums de moins de 100 km²) et d'éviter d'investir des bassins de grandes dimensions (plusieurs centaines de km²) dans lesquels l'apport respectif des différents compartiments serait difficile à estimer.

L'identification d'un secteur à un degré de karstification s'appuie sur les mesures et observations inventoriées dans la première partie ; ont ainsi été retenus (figure 4-1) :

- un secteur où les karstifications de surface et souterraine sont importantes : le Haut-Pays sur l'aquifère de l'Oxfordien. Le contrôle hydrologique est établi sur quatre exutoires correspondant à un bassin de surface et trois sources ;
- un secteur où l'exo et l'endokarstification est faible voir inexistante : la région de la Montagne sur l'aquifère du Dogger. Le fonctionnement hydrodynamique de cette région sera évalué par le suivi de deux sources et d'un bassin versant de surface ;
- un secteur qui pourrait être considéré comme intermédiaire, où l'exokarstification est relativement limitée mais l'endokarstification est développée : la région septentrionale du Pays-Haut sur l'aquifère du Dogger à travers l'étude du fonctionnement d'un bassin de surface.

Figure 4-1 : Les secteurs et exutoires investis



Dans les chapitres suivants, nous révélons le cadre physique des différentes régions investies à travers les contextes topographiques, géologiques et karstiques. Une telle présentation permet d'isoler au sein de chaque secteur les principaux éléments structurants le cycle de l'eau et d'en déduire les configurations étudiées localement. La connaissance des phénomènes karstiques de chaque secteur, est fondée sur des observations de terrain qui permettent de s'affranchir des limites inhérentes à la seule utilisation de la base de données IKARE. Les variables hydroclimatiques disponibles qui servent de base à la caractérisation des fonctionnements sont également évoquées.

1 LE HAUT-PAYS : LA REGION DES EXUTOIRES DE LA VAISE, DE LA MALDITE, DU RONGEANT ET DE LA MANOISE

1.1 LE CONTEXTE PHYSIQUE

Les éléments du relief

Le Haut-Pays correspond à l'extrémité méridionale de la Côte de Meuse. Circonscrit par les dépressions kimméridgienne et callovienne à l'ouest et par la vallée de la Meuse à l'est, ce plateau s'incline globalement vers le NW entre l'interfluve Maldite-Saônnelle, située à des altitudes supérieures à 440 m, et le pied du talus de la côte du Barrois localisé à des altitudes proches 330 m. Topographiquement, secteur le plus élevé de la cuesta, le Haut-Pays est entaillé par quelques cours d'eau diversement encaissés dans le revers de plateau. Les altitudes des fonds de vallée sont de l'ordre de 350-330 m pour l'Ognon et la Maldite au cœur du revers ; le niveau de base au niveau des principales confluences périphériques est de l'ordre de 250 m (figure 4-2).

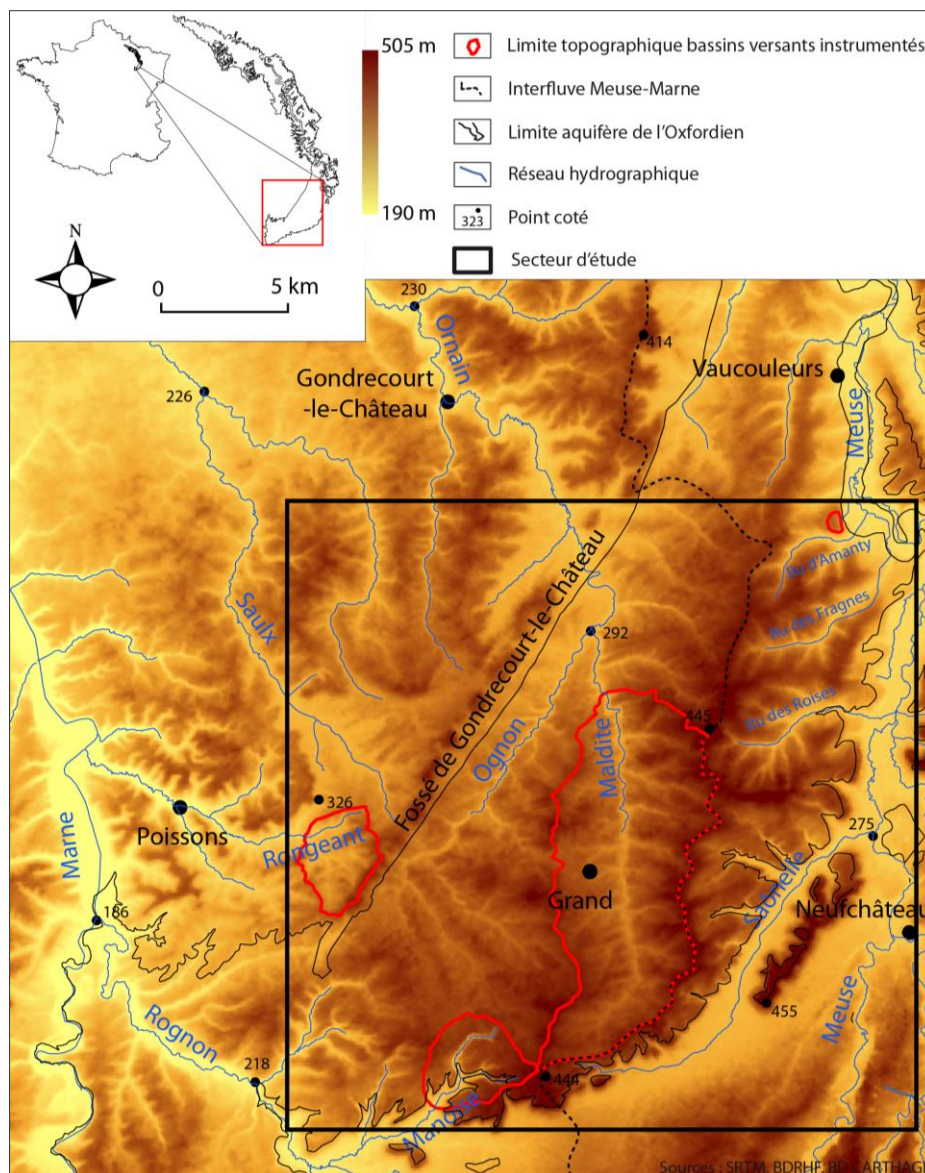
D'un point de vue hydrographique, ce plateau, drainé par quelques vallons, constitue la ligne de partage des eaux entre les bassins versants de la Marne et de la Meuse. Selon leurs localisations et leurs directions d'écoulement, ces vallons présentent quatre configurations différentes :

- à l'est du plateau, les ruisseaux d'Amanty, des Fragnes et des Roises parcourent quelques kilomètres selon une orientation SW-NE et entaillent le front de côte pour rejoindre directement la Meuse en amont pendage ;

CHAPITRE 4 : CONTEXTES ET INTERETS SCIENTIFIQUES DES SECTEURS ET EXUTOIRES SUIVIS

- à l'ouest du plateau, les affluents de la Marne tels que le Rongean et le Rognon d'orientation NW sont bien incisés dans le plateau et évoluent à des altitudes comprises entre 350 m en amont à moins de 200 m à leur confluence avec la Marne en aval pendage ;
- au centre du plateau, les cours de l'Ognon et de la Maldite qui forment l'Ornain (affluent de la Marne) au niveau de Gondrecourt-le-Château s'écoulent du sud au nord et incisent faiblement le plateau sur une cinquantaine de mètres ;
- au sud du plateau, les cours anaclinaux qui percent profondément le front de la côte de Meuse pour rejoindre soit le Rognon comme la Manoise, soit le bassin de la Meuse par l'intermédiaire de la Saône.

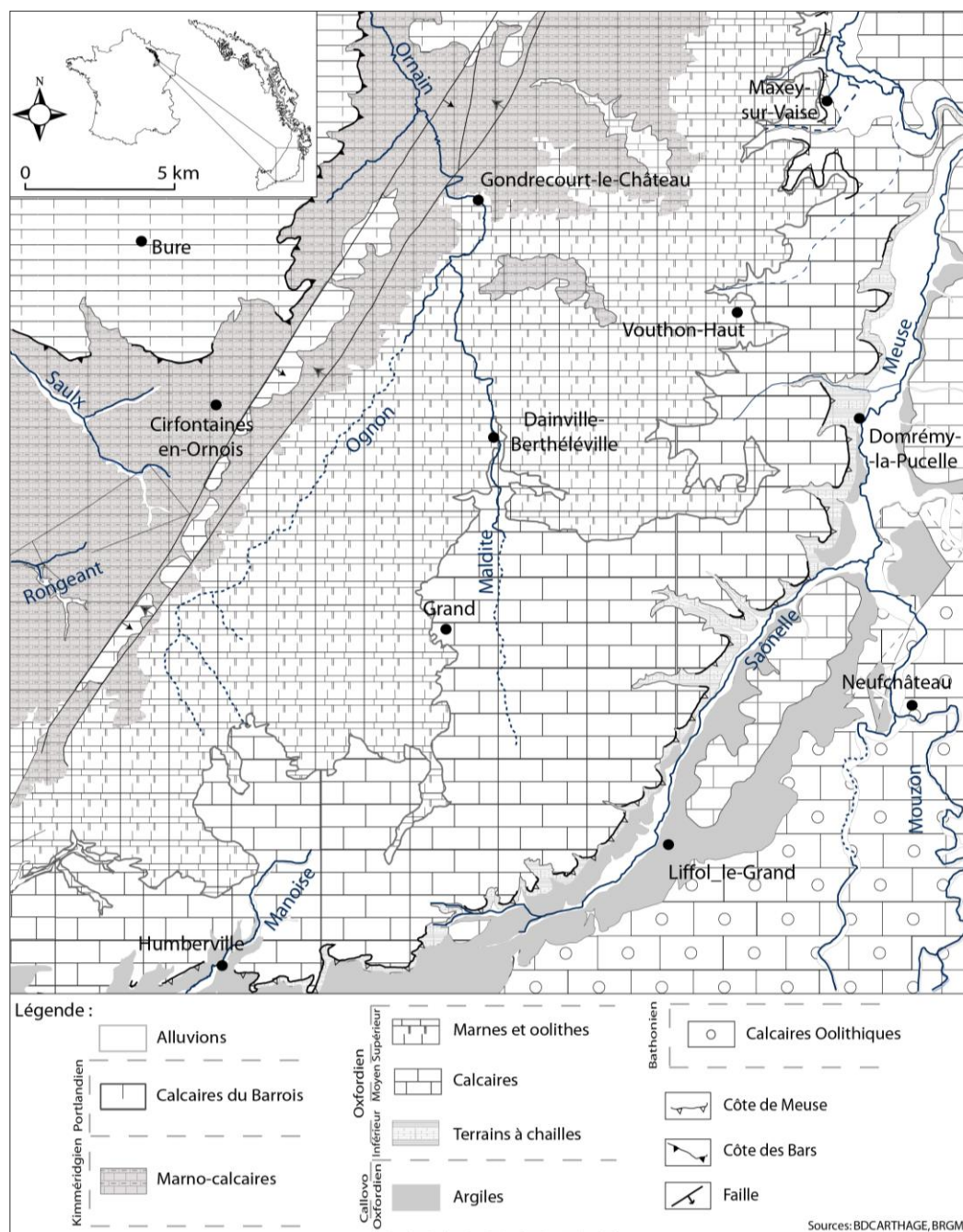
Figure 4-2 : Topographie du secteur du Haut-Pays et localisation du secteur d'étude



Géologie

Le plateau du Haut-Pays dans sa partie orientale est armé dans les formations coralliennes de l'Oxfordien moyen (ex Argovo-Rauracien) alors que plus à l'ouest, ce sont les formations de l'Oxfordien supérieur (ex Séquanien) et du Kimméridgien qui affleurent (figure 4-3)⁵⁰.

Figure 4-3 : Carte géologique du Haut-Pays (selon les cartes géologiques au 1/50 000^{ème} de Gondrecourt-le-Château, Neufchâteau et Doulaincourt)

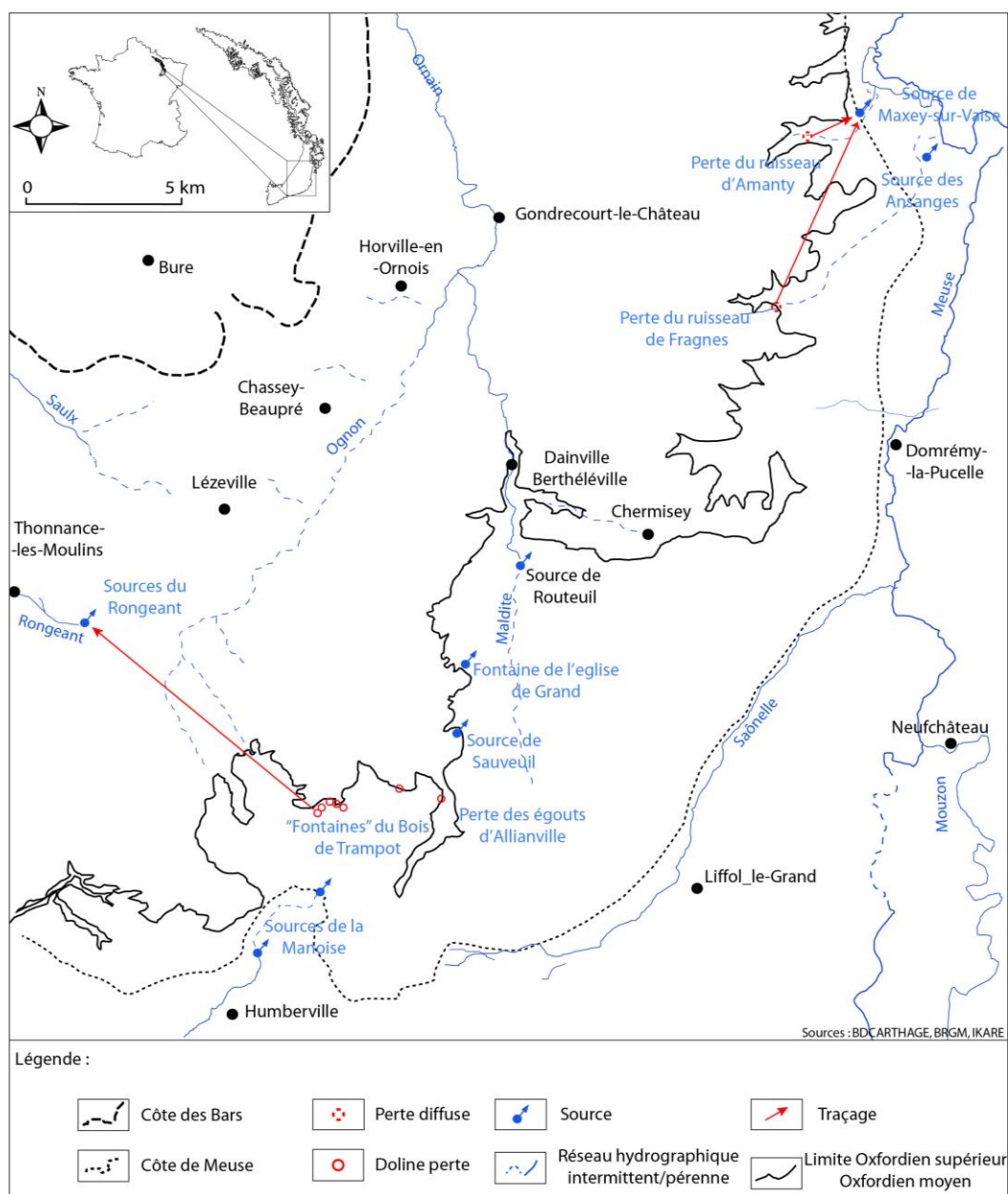


⁵⁰ Les sous-chapitres traitant de la géologie n'ont comme vocation que de présenter les limites spatiales des différents affleurements. Les principales caractéristiques de chaque couche géologique ayant déjà été présentées (Chapitre 2 § 3.1 & 3.2).

Les morphologies karstiques

Le karst du Haut-Pays répond aux conditions de développement de contact abordées précédemment (Chapitre 1 § 2.2). Ainsi, la disposition des principales formes exokarstiques du Haut-Pays est conditionnée par les limites d’affleurement de la couche de l’Oxfordien supérieur qui joue le rôle de couverture collectant les écoulements aériens vers les couches calcaires sous-jacentes de l’Oxfordien moyen. C’est dans la région médiane (secteur Trampot-Grand) du plateau, marquée par le contact lithostratigraphique entre les formations semi-perméables de l’Oxfordien supérieur et les couches calcaires de l’Oxfordien moyen, que les phénomènes hydrokarstiques sont les plus nombreux (figure 4-4).

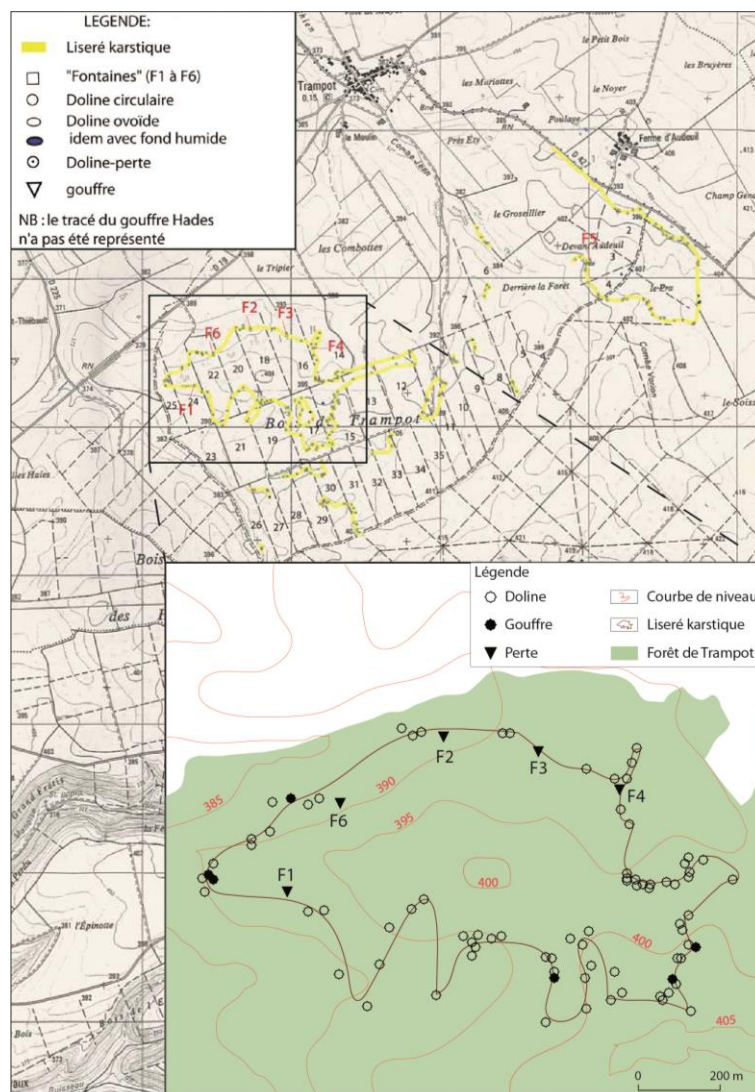
Figure 4-4 : Les principales morphologies hydrokarstiques du Haut-Pays



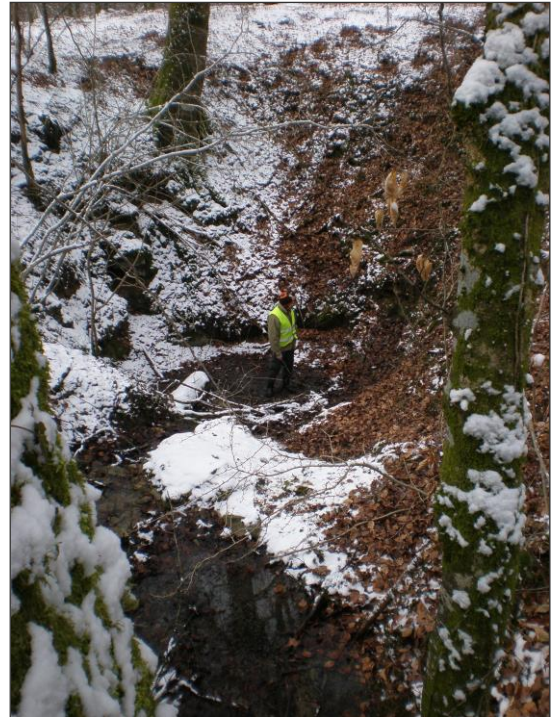
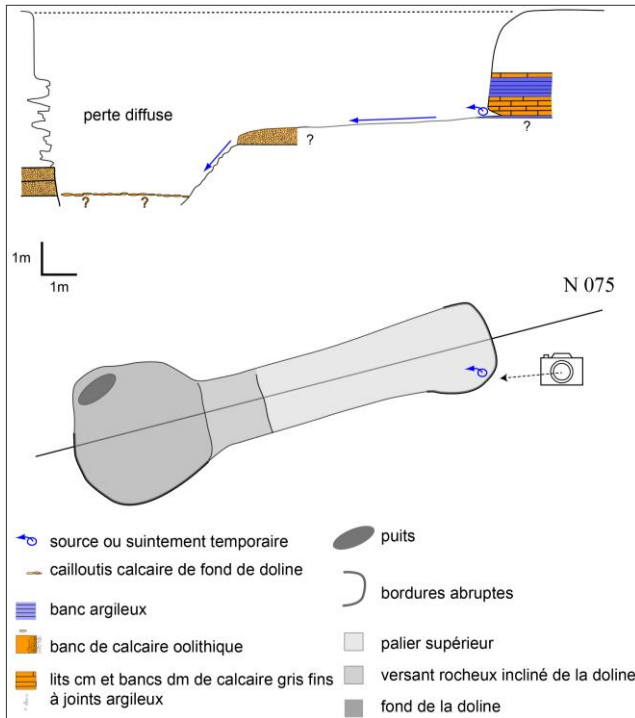
Le karst du bois de Trampot

Dans la forêt de Trampot, Denys-Thomas (2005) a mis en évidence l'existence d'un alignement de formes exokarstiques correspondant à deux liserés quasiment continus. Ces deux liserés karstiques constituent un chapelet de quelques 216 formes d'absorption impénétrables sur une surface inférieure à 6 km². On y distingue 150 dolines, 60 gouffres et 6 dolines-pertes-émergences (figure 4-5). Les dolines-pertes-émergences (fontaines), directement connectées à la zone de transit vertical, ont par ailleurs servi de point d'injection lors de campagnes de traçages (Chapitre 3 § 2.3). Elles constituent les formes d'infiltration les plus caractéristiques de ce secteur et correspondent à des dolines en forme d'ellipse dans lesquelles sont observables des émergences temporaires en amont, un écoulement aérien dans la partie médiane et une perte dans la partie inférieure (figure 4-6, photo 4-1 & figure 4-7, photo 4-2).

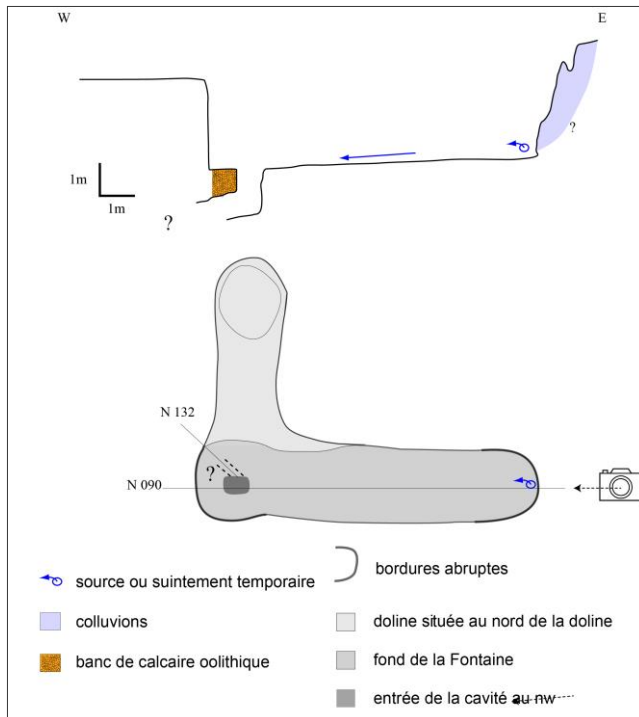
Figure 4-5 : Liseré karstique dans le bois de Trampot, (selon Denys-Thomas E., 2005, modifié)



Figures 4-6 : Fontaine F1 dans le bois de Trampot en coupe et en plan (selon Marre *et al.*, 2009) - Photo 4-1 : Photo prise au sommet de la zone de suintement. Cliché : V.Fister - février 2009



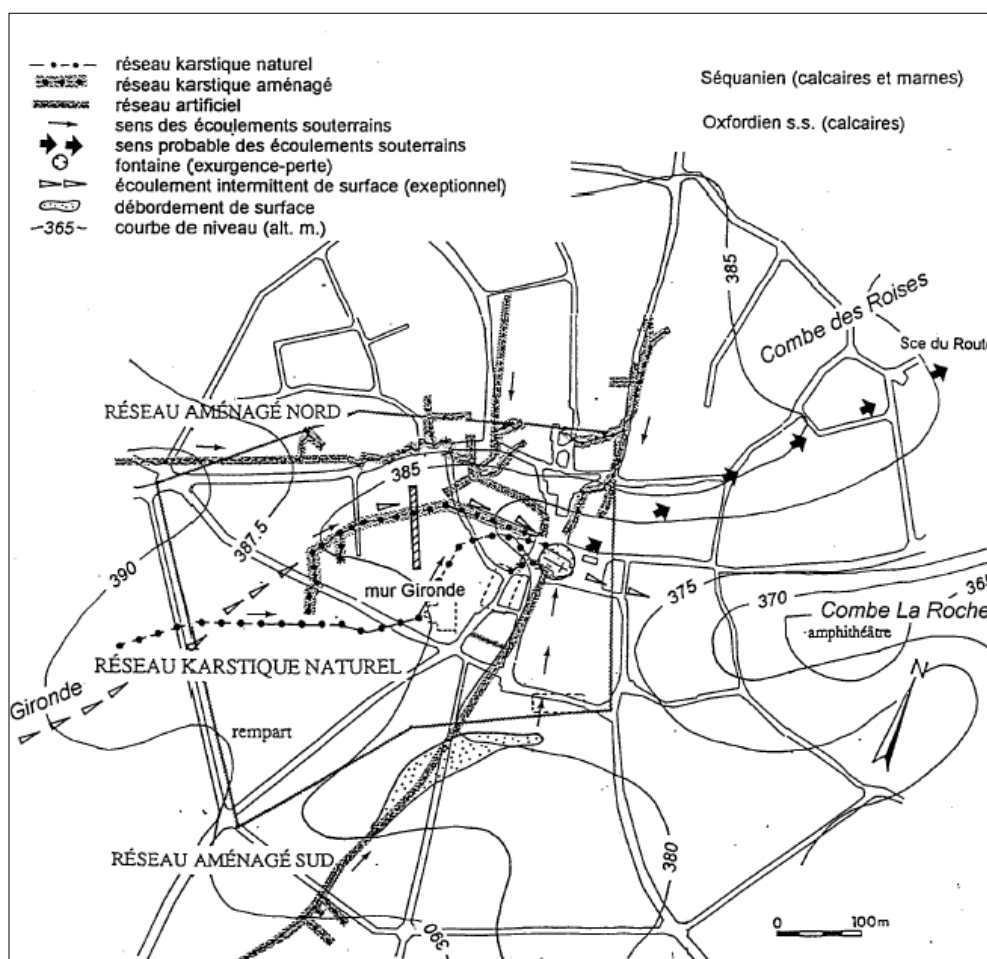
Figures 4-7 : Fontaine F4 dans le bois de Trampot en coupe et en plan (selon Marre *et al.*, 2009) – Photo 4-2 : Photo prise au sommet de la zone de suintement. Cliché : V.Fister - février 2009



Le karst du village de Grand

Le village de Grand a comme caractéristique, outre son ancien sanctuaire gallo-romain, tout un réseau de puits artificiels⁵¹ dont certains sont traversés à leur base par un réseau souterrain. Les trois kilomètres de galeries ont été cartographiés (figure 4-8) et évoquent l'existence d'un réseau karstique connecté à une doline-perte-émergence localisée au niveau de la Fontaine de l'église. Le réseau se développe à partir de la couverture de l'Oxfordien supérieur et rappelle en tout point ce qui a pu être constaté dans le bois de Trampot : la couverture de l'Oxfordien supérieur concentre les écoulements horizontaux en sub-surface vers les morphologies d'absorption connectées à la zone de transit vertical des calcaires récifaux de l'Oxfordien supérieur.

Figure 4-8 : Réseau karstique de Grand (selon Albouy M., Bertraux JP., Délétie P., 1995 in. Devos, 1996)



⁵¹ Dans le village, on dénombre 220 puits dont 72 connectés au réseau hypogée.

L'exokarst en périphérie du secteur de contact lithostratigraphique

L'exokarst se manifeste plus discrètement, de part et d'autre de la zone de contact, tant dans les vallées inscrites dans la couverture que dans les affleurements calcaires. On a relevé ici quelques exemples.

→ Dans la partie centrale du plateau, une exokarstification de fond de vallée affecte les talwegs des cours principaux de l'Ognon et de la Maldite et de certains de leurs affluents.

Les affluents de rive droite de l'Ognon dans le secteur Lézeville/Chassey-Beaupré/Horville-en-Ornois issus des calcaires kimméridgiens s'assèchent sur quelques centaines de mètres et ne participent aux écoulements du drain principal que lors des périodes d'intumescence hydrologique. Une telle configuration s'observe également au niveau d'un affluent de la Maldite dans le secteur de Chermisey.

La vallée principale de l'Ognon est également affectée d'une karstification infratalweg qui se révèle à travers le comportement immodéré du cours d'eau. L'Ognon est asséché la majeure partie de l'année, mais au cœur de l'hiver hydrologique (février-mars), la mise en charge de nombreuses émergences de fond de vallée se traduit par un écoulement parfois conséquent.

La Maldite a un comportement légèrement plus pondéré que l'Ognon ; quelques émergences bien alimentées (source de l'ancienne gare de Grand, source du Routeuil ; photos 4-3 & 4-4) permettent au cours d'eau de ne pas connaître d'assec, tout du moins dans la partie aval du bassin⁵². Malgré tout lors de l'été hydrologique, on observe que les eaux de la rivière s'infiltrent partiellement dans le talweg à la faveur de pertes diffuses.

Le caractère intempérant de ces deux cours d'eau, lié à leur position perchée au dessus de la nappe aquifère révèle que la partie centrale du Haut-Pays est préférentiellement une zone d'infiltration.

⁵² La chronique de débits 2007/2009 montre que le débit de la Maldite à son exutoire instrumenté de Dainville-Berthéléville est toujours supérieur à 0 l/s, toutefois en novembre 2009 des constatations de terrain ont révélés une zone d'assec entre la station hydrométrique et la confluence avec l'Ognon, phénomène lié à la sévérité de l'étiage estival.

→ Au Nord-Est du plateau, dans l'impluvium de la Vaise, les pertes dans les fonds de vallée des ruisseaux d'Amanty et de Fragnes (qui ont servi de points d'injection lors des campagnes de traçage) n'ont pu être observées en fonctionnement : plusieurs reconnaissances lors de situations hydrologiques différentes ont en effet attesté d'un écoulement aérien continu sur le linéaire de ces deux cours d'eau jusqu'à la Meuse.

Photos 4-3 & 4-4 : La vasque du Routeuil (à gauche) et l'écoulement associé quelques mètres en aval et en période de basses eaux (à droite). Clichés : V.Fister – mai 2009

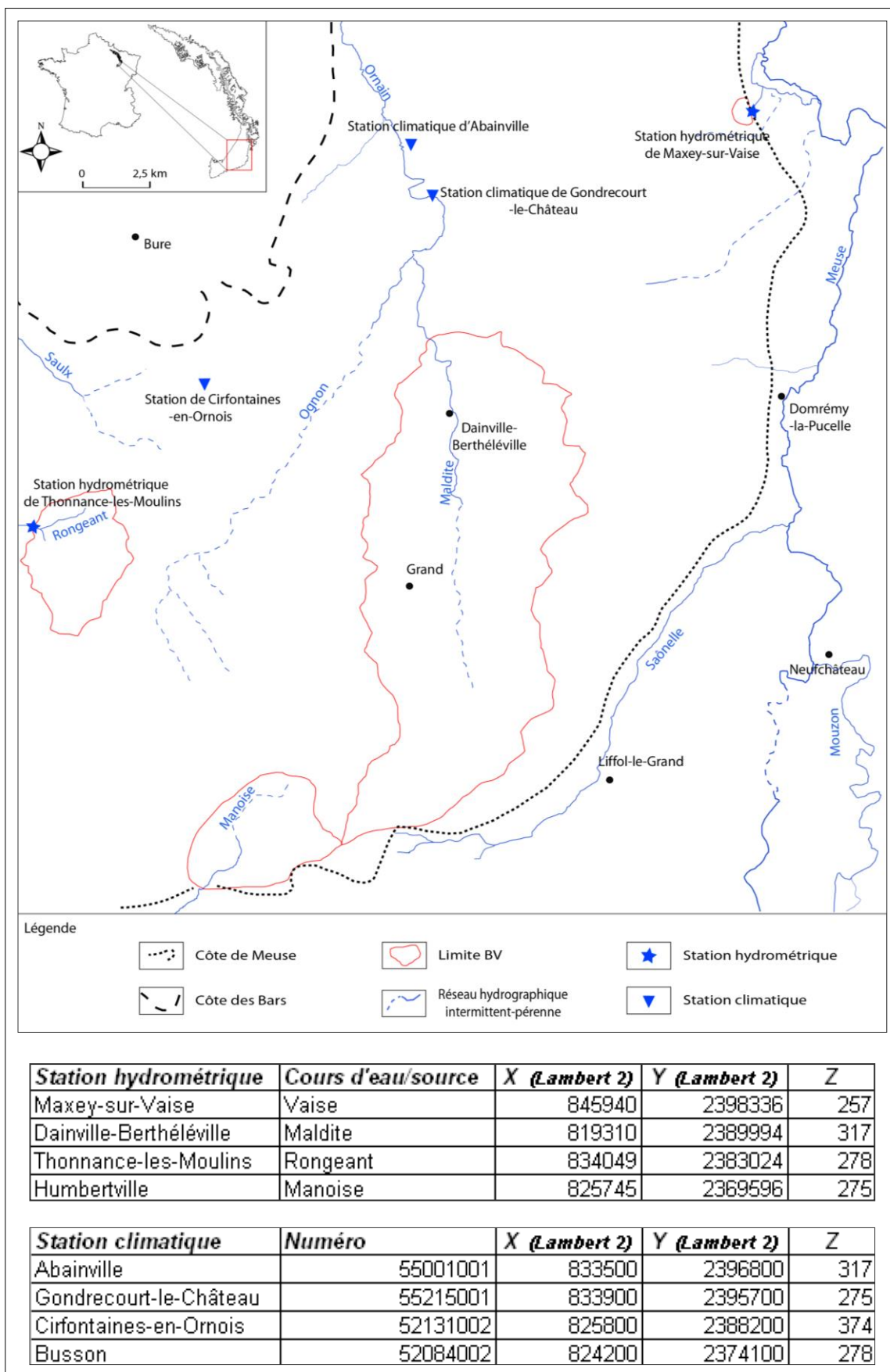


On retrouve très sporadiquement sur le plateau quelques dolines qui ne semblent pas impacter notablement les processus d'infiltration car déconnectées de tout écoulement aérien.

1.2 INSTRUMENTATION HYDROCLIMATIQUE

Quatre exutoires du plateau ont fait l'objet d'un suivi sur un ou plusieurs cycles hydrologiques. Trois stations hydrométriques ont été installées pour contrôler le fonctionnement des calcaires sur trois secteurs clefs, en aval pendage (Thonnance-les-Moulins sur le Rongéant), au cœur du plateau (Dainville-Berthéléville sur la Maldite) et en amont pendage (Maxey-sur-Vaise qui complète celle déjà existante d'Humberville sur la Manoise) (figure 4-9).

Figure 4-9 : Localisation des postes climatiques et des stations hydrométriques du Haut-Pays



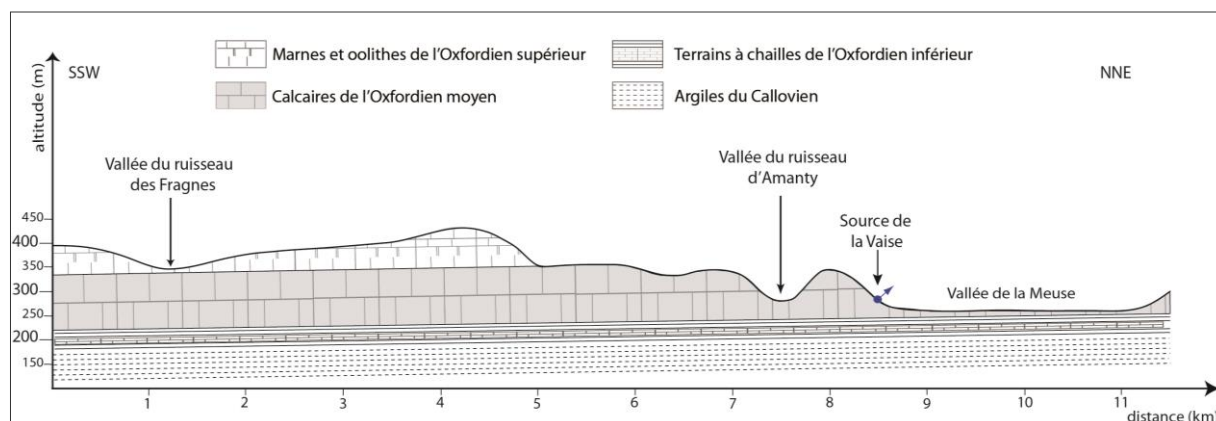
La source de la Vaise (photos 4-5 & 4-6) est une des principales émergences du plateau du Haut-Pays. Elle est localisée dans la partie septentrionale du Haut-Pays en amont pendage des calcaires oxfordiens qui arment le revers (figure 4-10). La station hydrométrique est localisée quelques dizaines de mètres à l'aval de la zone d'émergence et verrouille un bassin topographique de quelques hectares. Les dynamiques de circulation souterraine sont complexes au sein des couches de l'Oxfordien qui alimentent l'émergence de la Vaise, les expériences de traçage ont en effet témoigné :

- d'une connexion hydraulique de son bassin d'alimentation avec l'émergence située à Burey-en-Vaux plus au Nord ;
- de vitesses de circulation hypogées particulièrement dissemblables (Chapitre 3 § 2.3).

Photos 4-5 & 4-6 : La source de la Vaise en crue (à gauche), le débit est alors de 1,1 m³/s, et en étiage (à droite), le débit est de quelques l/s. Clichés : V.Fister – février 2008 et septembre 2009



Figure 4-10 : Coupe géologique entre les ruisseaux d'Amanty et des Fragnes (points d'injection) et la source de la Vaise (point de restitution)



La Maldite, par son cours perché par rapport à la nappe principale, est une rivière aux débits indigents dont le bassin topographique (106 km² à son exutoire instrumenté de Dainville-Berthelévillle) est manifestement sujet à des transferts hors-bassin.

La Manoise prend naissance au sein d'une vallée très étroite qui draine de nombreuses émergences d'amont-pendage issues des couches récifales de l'Oxfordien, dont la plus spectaculaire se situe tout à l'amont de la vallée (photo 4-8), au pied la reculée karstique du Cul du Cerf⁵³. Localisée dans la partie méridionale du Pays-Haut, ce secteur a comme principale originalité d'abriter des morphologies endokarstiques pénétrables qui prennent la forme :

- d'une rivière souterraine qui a fait l'objet d'une topographie à la fin des années 80 (figure 4-11) et dont l'entrée est dorénavant obstruée ;
- d'un système de drains perchés qui se développe sur quelque 1380 m : le réseau Hadès.

Bien que l'entrée du réseau Hadès se situe à proximité directe des morphologies actives de l'exokarst de la forêt de Trampot, ces deux systèmes de drainage sont différents et hydrogéologiquement indépendants. Ils correspondent respectivement à une paléostructure de drainage mise en place lorsque le niveau de base était altitudinalement plus haut qu'actuellement et à une structure active dont l'exutoire se situe dans la vallée du Rongéant quelque 12 kilomètres au nord-ouest.

Photo 4-7 : Reculée karstique du Cul du Cerf. Cliché : V.Fister - janvier 2009



⁵³ La reculée karstique du Cul du Cerf correspond à la seule forme de reculée des bas plateaux calcaires étudiés (photo 4-7).

Photo 4-8 : L'émergence bouillonnante au pied de la reculée du Cul du Cerf. Cliché : V.Fister - janvier 2009

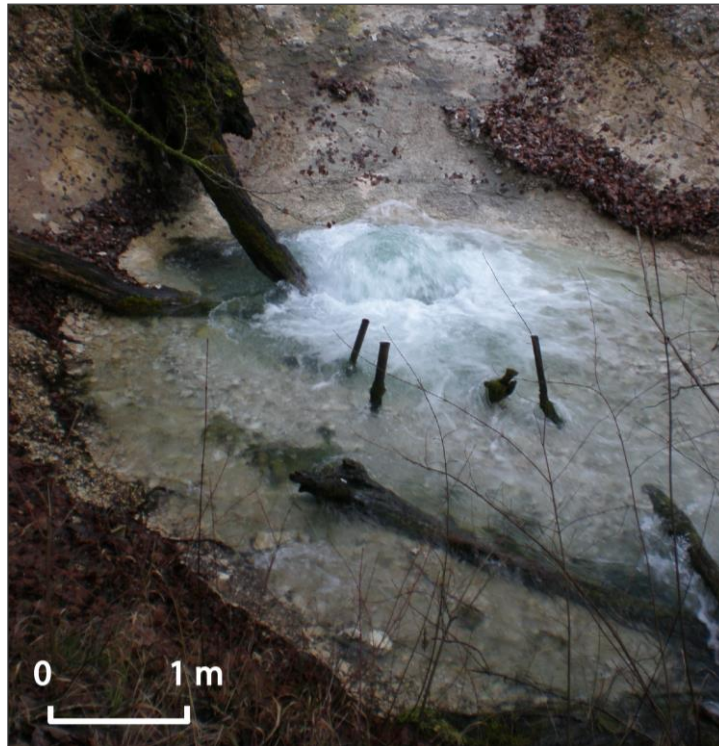
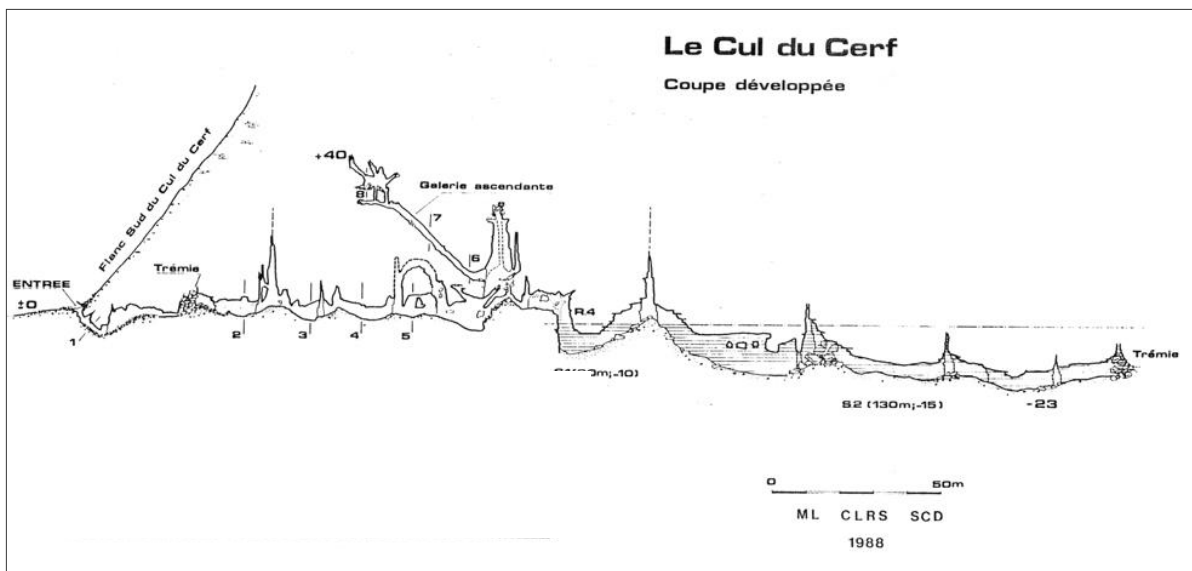


Figure 4-11 : Reconnaissance spéléologique de la Manoise souterraine (source : CLRS⁵⁴)



La station hydrométrique de la Manoise se situe dans le village d'Humberville (bassin topographique à l'exutoire instrumenté de 15 km²) en aval immédiat de la reculée karstique et les volumes qui y transitent sont issus des émergences du fond de vallée.

⁵⁴ Cercle Lorrain de Recherche Spéléologique.

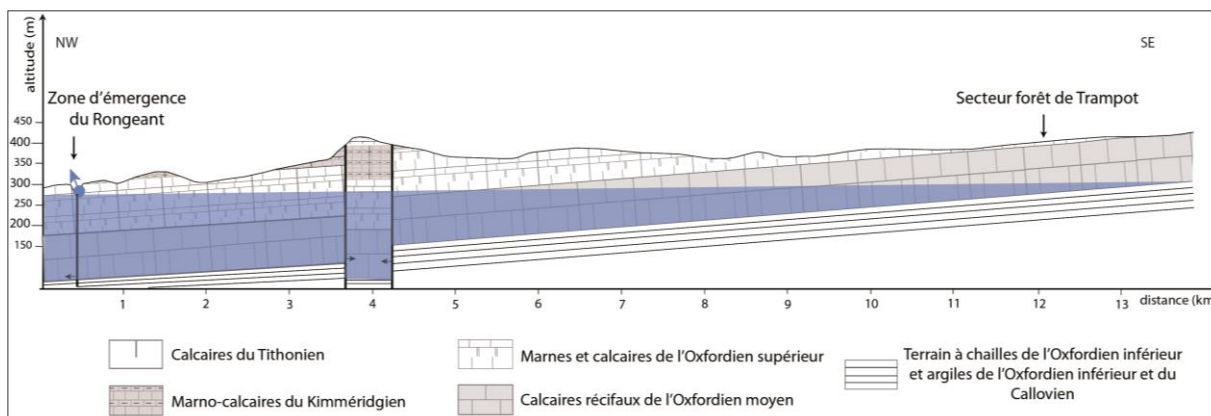
Le Rongeant, connecté hydrauliquement aux formes exokarstiques de la forêt de Trampot (figure 4-12), constitue l'exutoire principal d'aval pendage du plateau du Haut-Pays. En amont de Thonnance-les-Moulins, la zone de résurgence se caractérise par un système de sources qui prend la forme de bouillons et de griffons non pénétrables (photos 4-9 & 4-10). La vidange aquifère, assistée par la tectonique, se réalise au droit de ces émergences par une mise en charge⁵⁵ des aquifères de l'Oxfordien (aquifère captif des calcaires de l'Oxfordien moyen et aquifère multicouche de l'Oxfordien supérieur), phénomène qui se traduit par un artésianisme intermittent constaté dans le talweg du cours d'eau.

Photos 4-9 & 4-10 : Griffons et artésianisme dans le fond de la vallée du Rongeant (zone d'émergence, figure 4-12). Clichés : V.Fister - décembre 2008



⁵⁵ En atteste les vitesses rapides de circulation souterraines obtenues (> 300 m/h) lors des expériences de traçage dans le secteur.

Figure 4-12 : Coupe géologique entre l'exokarst du bois de Trampot et la zone de résurgence du Rongeant en période de hautes eaux



La station hydrométrique du Rongeant se localise en aval immédiat des zones de résurgence (bassin topographique de 15 km² à la station de Thonnance-les-Moulins) ; à ce titre les débits contrôlés sont, à l'instar de ceux de la Manoise, considérés comme des débits de source.

L'analyse hydrologique se base sur des chroniques de débits courtes, dix ans pour la station de la Manoise, un an pour la station de la Vaise, et deux ans pour celles du Rongeant et de la Maldite (figure 4-13). Sur le secteur, quatre stations climatiques ont été retenus pour caractériser les volumes précipités aux exutoires suivis (figure 4-14). Il s'agit des postes climatiques d'Abainville, de Cirfontaines-en-Ornois et de Busson considérés comme représentatifs respectivement des totaux pluviométriques des impluviums de la Vaise, de la Maldite et du Rongeant, et de la Manoise. La station de Gondrecourt-le-Château est la seule du secteur à disposer d'une longue chronique, elle sert conséquemment à caractériser fréquemment les totaux pluviométriques annuels (annexe 5-1).

Figure 4-13 : Les chroniques de débits sur le Haut-Pays

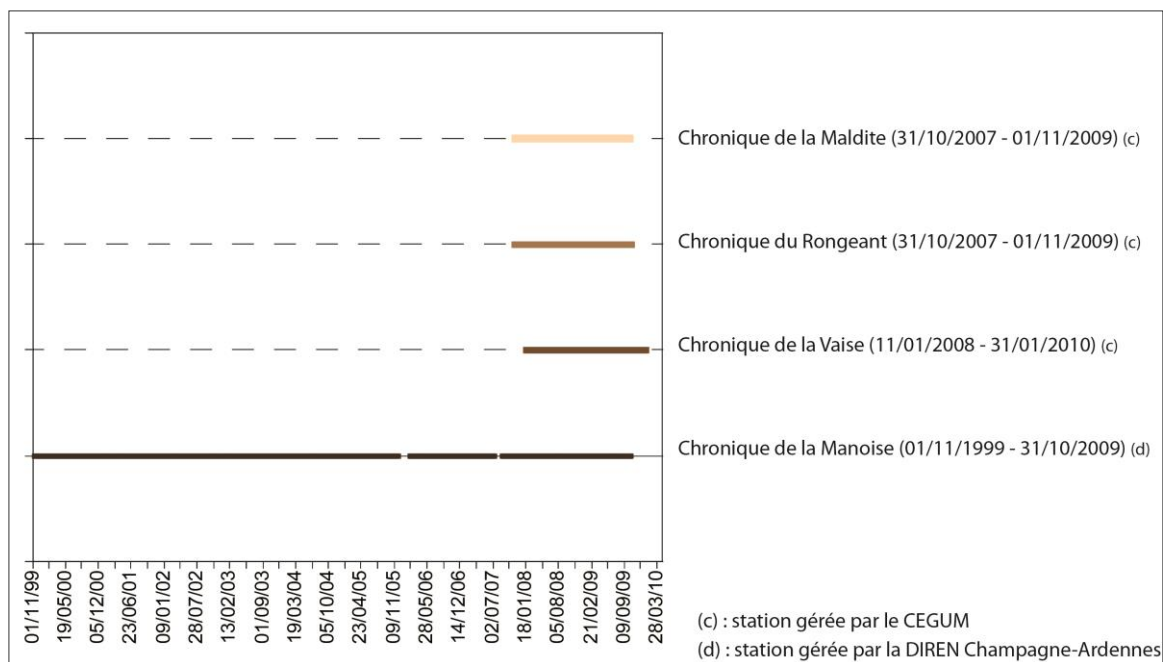
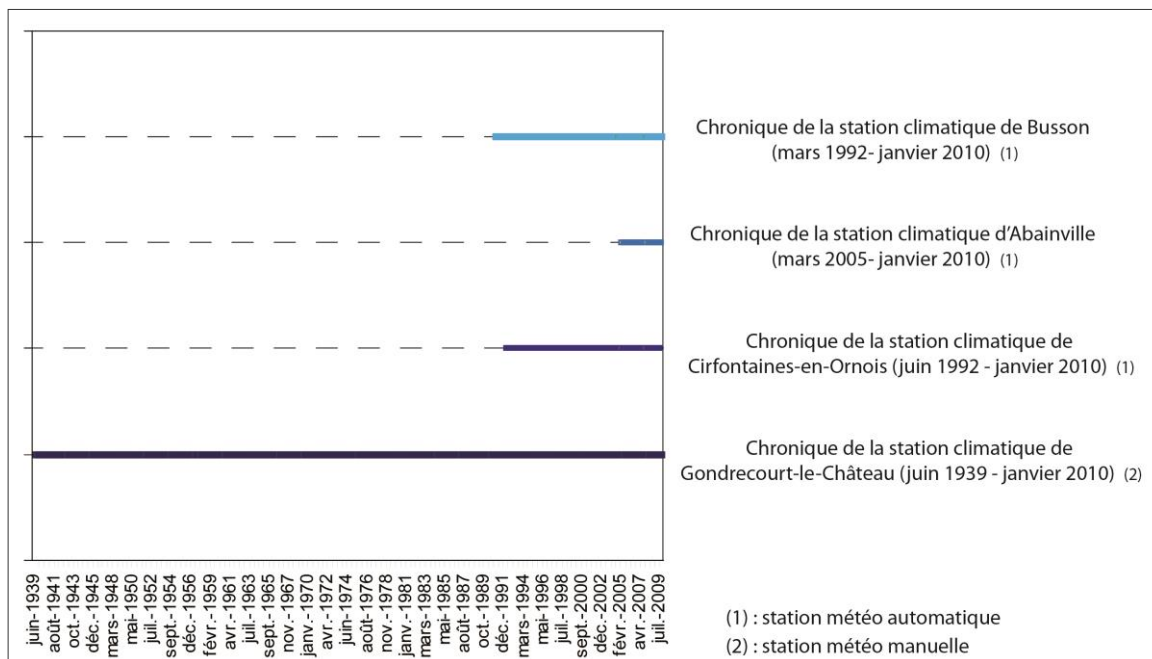


Figure 4-14 : Les chroniques de précipitations sur le Haut-Pays



Intérêt scientifique de l'étude hydroclimatique du Haut-Pays

Sur le Haut-Pays, ce sont finalement les écoulements d'un secteur de bas plateaux bien karstifié qui seront analysés. L'étude hydroclimatique des différents exutoires du Haut-Pays doit ainsi permettre d'évaluer comment les réponses hydrologiques s'organisent sur les exutoires de plateau qui drainent les zones de contact lithostratigraphique ; en surface, c'est comprendre comment les principales morphologies d'introduction fonctionnent, souterrainement, c'est évaluer le rôle du réseau de drains sur les dynamiques de circulation. Outre la traduction quantitative des phénomènes du karst dans l'écoulement, l'étude hydroclimatique du Haut-Pays apporte des éléments de caractérisation, sur :

- l'incidence hydrologique du recul de couverture : les localisations de la Vaise et la Manoise en situation d'amont pendage sont tout à fait appropriées pour évaluer cet impact ;
- l'infiltration lente et le rôle des couches peu perméables sur la percolation souterraine : les sources sourdent pour certaines (Vaise, Manoise) de l'aquifère de l'Oxfordien moyen et sont donc alimentées par drainance par les couches peu perméables sus-jacentes ;
- les processus hydrologiques de surface, par l'étude des caractères de l'écoulement de la Maldite qui s'écoule au cœur du plateau ;
- le rôle de la tectonique : le fossé de Gondrecourt-le-Château est localisé dans l'impluvium de la source du Rongeant.

Tableau 4-1 : Enjeux du suivi hydroclimatique du Haut-Pays

Paramètres structurants	Compartimentage des aquifères	Karst	Tectonique
Contexte local	Kimméridgien (ns) Oxfordien supérieur (ns) Oxfordien moyen (np)	Exokarst de contact lithostratigraphique Endokarst fonctionnel (vitesses hypogées rapides)	Fossé de Gondrecourt-le-Château
Intérêts scientifiques	Influence des couches peu perméables sur l'infiltration	Modalités de fonctionnement de l'exokarst (impact sur l'infiltration, temps et volumes caractéristiques de fonctionnement) Modalités de fonctionnement de l'endokarst (part de l'écoulement en drain dans l'écoulement total, temps et volumes caractéristiques de fonctionnement)	Impact de la tectonique sur l'écoulement

ns : nappe secondaire
np : nappe principale

2 LA MONTAGNE : LA REGION DES EXUTOIRES DU SOIRON

2.1 LE CONTEXTE PHYSIQUE

Les éléments du relief

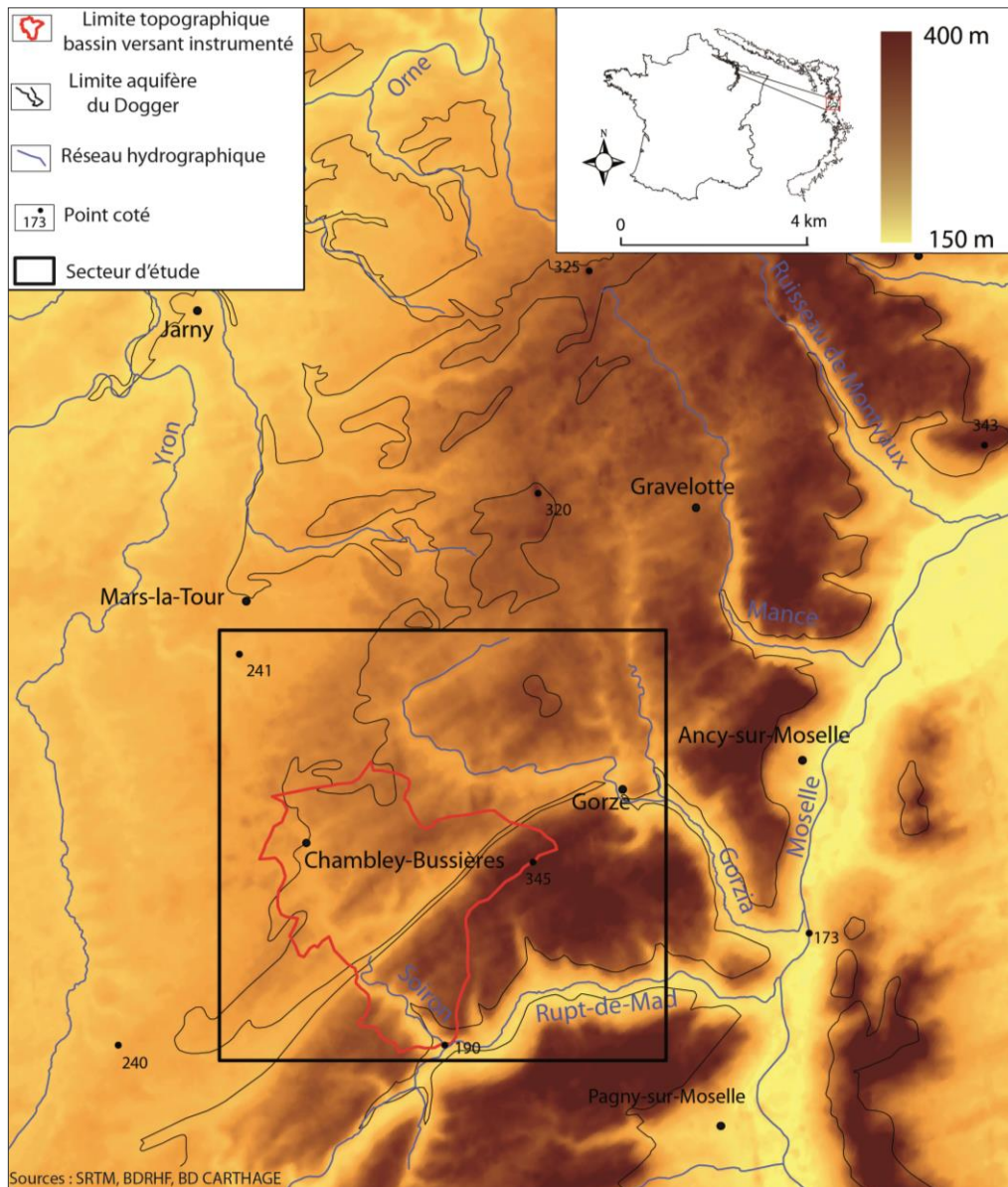
Le secteur de la Montagne⁵⁶ correspond au revers du plateau du Dogger circonscrit par la Moselle à l'est, la dépression du Callovien de la Woëvre à l'ouest et par les percées anaclinales des vallées de l'Orne au nord et du Rupt-de-Mad au sud. Le plateau du Dogger dans ce secteur présente une allure relativement monotone d'orientation NE-SW où les altitudes fluctuent entre 395 m au niveau du front de côte et 240 m en bordure de la dépression de la Woëvre (figure 4-15). Le plateau est drainé par quelques cours d'eau qui prennent deux directions principales selon qu'ils sont affluents de l'Orne ou du Rupt-de-Mad⁵⁷, s'opposent :

- la partie septentrionale de la Montagne où les cours d'eau s'écoulent selon une direction SE-NW depuis la partie centrale du plateau vers l'Orne. L'incision de ces vallons est faible, de l'ordre de 30 m ;
- la partie méridionale où les ruisseaux de Montvaux, de la Mance, de la Gorzia ou du Soiron, d'orientation NW-SE, constituent autant de saignées naturelles qui entaillent profondément le plateau avant de percer le front de la côte de Moselle. L'incision constatée dans ce secteur est importante, guidée par le niveau de base de la Moselle. Les fonds de ces vallées sont localisés à des altitudes de l'ordre de 200 m alors que les interfluves culminent à des altitudes supérieures à 340 m.

⁵⁶ Dans la suite de l'exposé, nous prendrons en considération la partie méridionale de ce plateau et plus particulièrement la région de Chambley-Bussières/Gorze.

⁵⁷ Les bassins de l'Orne et du Rupt-de-Mad sont des sous-bassins de la Moselle.

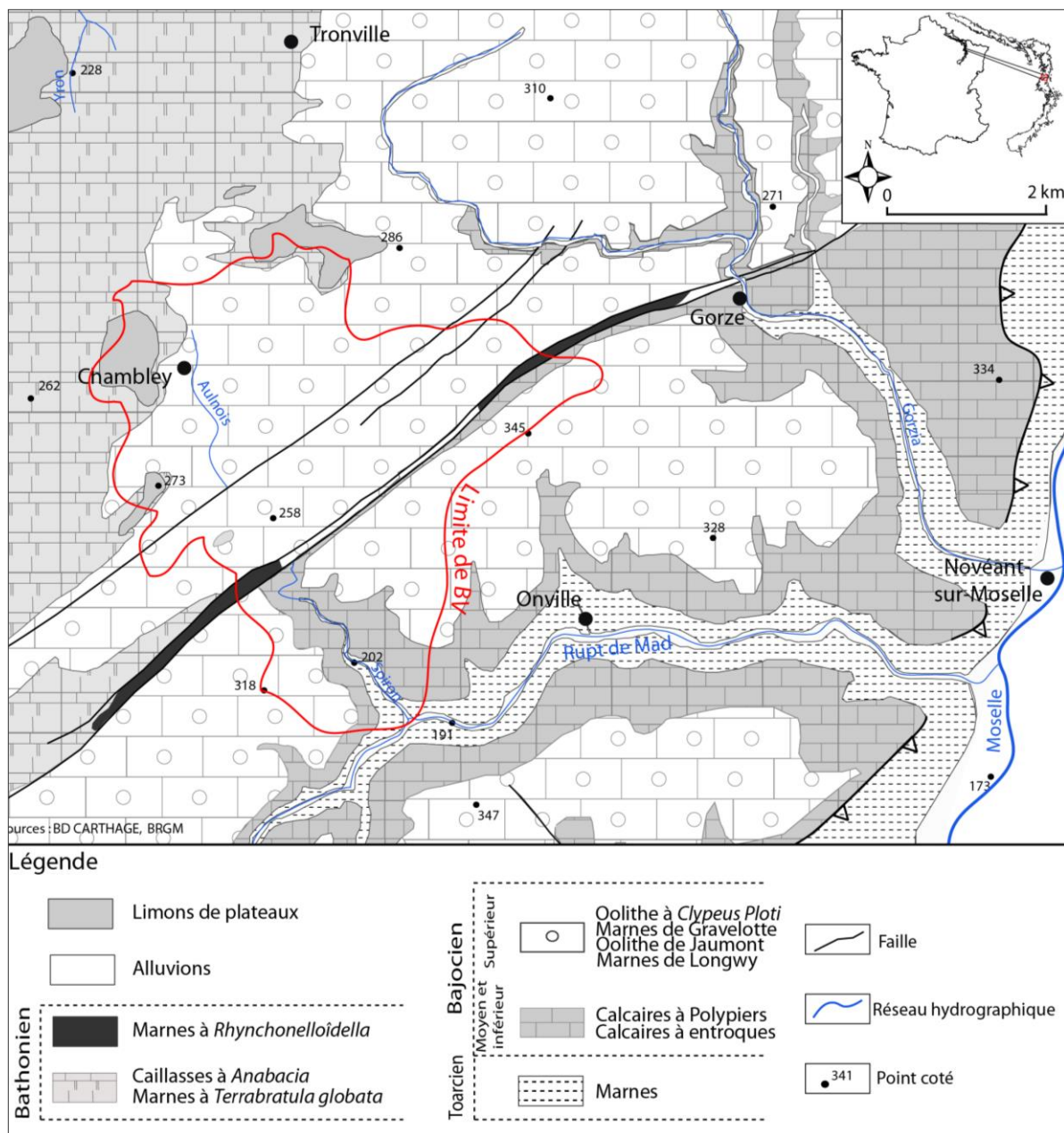
Figure 4-15 : Topographie du secteur de la Montagne et localisation de la zone d'étude



Géologie

La Montagne se situe dans les formations géologiques du Bajocien inférieur et moyen en périphérie directe du front de côte et dans les talwegs, du Bajocien supérieur dans la partie centrale, du Bathonien moyen et inférieur dans la partie occidentale du plateau (figure 4-16).

Figure 4-16 : Carte géologique du plateau de la Montagne dans le secteur Chambley-Bussières/Gorze (selon la carte géologique au 1/50 000^{ème} de Chambley-Bussières)



Les morphologies karstiques

Les morphologies karstiques dans le secteur de Chambley-Bussières/Gorze sont rares et pour la plupart hydrologiquement inactives (figure 4-17). En revanche, les vallées sèches sont nombreuses.

Dans la vallée de la Gorzia

Les grottes et des gouffres tels le Trou de la Gueule, le Trou du GR5, la Grotte des Garennes constituent les morphologies les plus rencontrées et correspondent à des formes ouvertes sur des diaclases dont la genèse est associée à des processus de détente de versant. Quelques phénomènes exokarstiques d'infiltration sont également constatés dans le talweg du cours d'eau⁵⁸.

Dans la vallée du Soiron

L'exokarst dans le bassin du Soiron se limite à un seul phénomène : une perte dans le talweg du ruisseau de Chambley-Bussières⁵⁹.

En aval du village de Chambley-Bussières et après parcouru plusieurs centaines de mètres, le cours aérien du ruisseau se perd complètement dans le bois des Harts. L'existence de cette perte concentrée est liée à la présence d'un réseau de failles qui fragilise le substratum. Les eaux de ruissellement profitent de la perméabilité accrue par l'accident tectonique pour s'infiltrer (figure 4-18). Ainsi, au regard de la carte géologique le rejet de la faille est très faible, seulement de quelques mètres. Ce n'est donc pas une brutale variation lithologique des terrains, de part et d'autre de la faille, qui explique l'existence de la perte (comme dans le cas où un accident tectonique conditionnerait la mise en place d'un bloc calcaire en aval immédiat d'une formation argileuse ou marneuse) mais bien un ameublissement des terrains induit par cet accident.

Notons également que la zone de perte est bien individualisée en période de hautes eaux au niveau du bois des Harts mais qu'en période d'indigence hydrologique, le ruisseau de Chambley-Bussières se perd de façon diffuse à l'aval de son exutoire instrumenté.

Le cours du ruisseau de Chambley-Bussières se poursuit souterrainement au niveau d'une vallée sèche dite "*Fond des vallées*" pour résurger 1,5 km en aval. La station hydrométrique située à la sortie du village de Chambley-Bussières permet d'estimer à quelques 500 000 m³ (2003/2008) les volumes moyens infiltrés annuellement au niveau du talweg du ruisseau.

⁵⁸ Ces pertes diffuses (pertes du Ban de Saulcy, perte du Poirier Haussé, perte de la Perrière) ont par ailleurs été tracées et la restitution a été constatée au niveau des sources romaines de Gorze.

⁵⁹ Notons que cette perte n'est pas répertoriée dans la base de données IKARE.

Figure 4-17 : Les morphologies karstiques dans la région de Chambley-Bussières

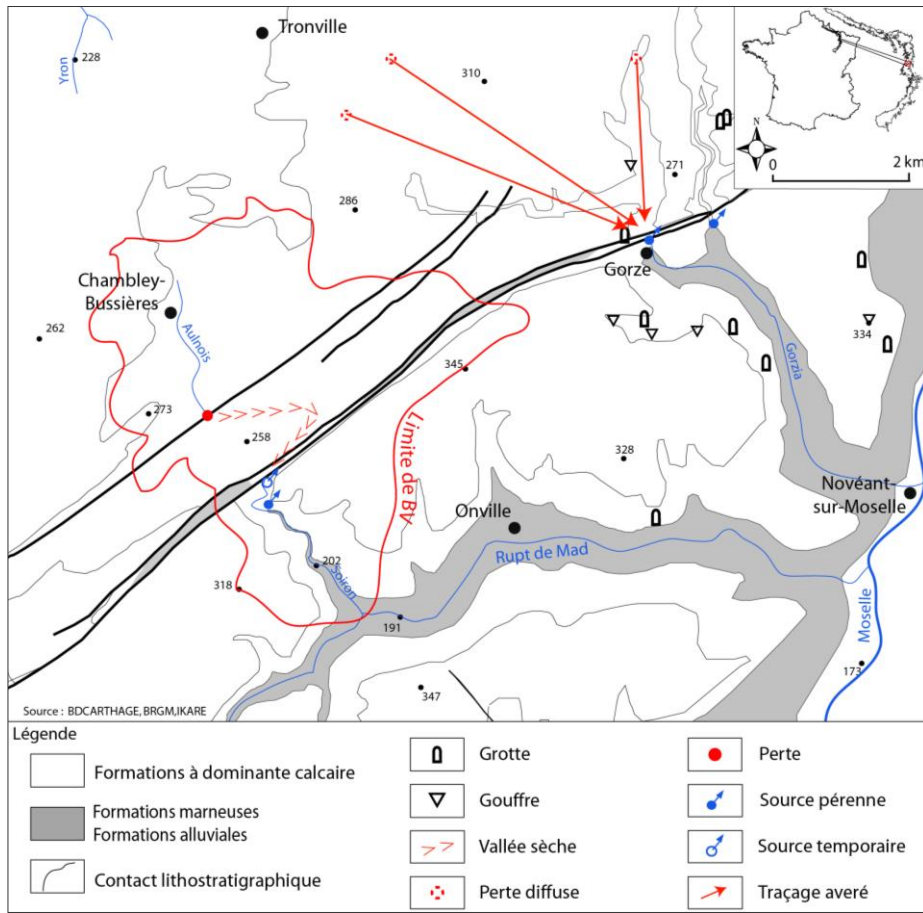
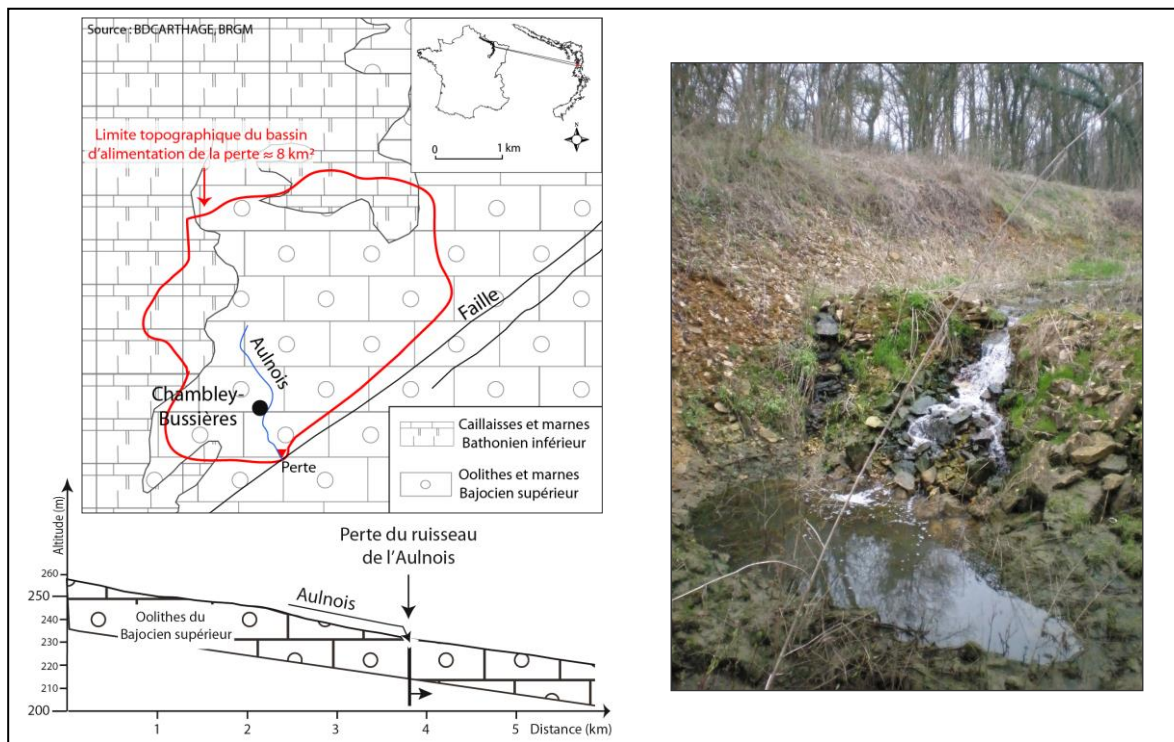


Figure 4-18 : La perte du ruisseau de Chambley-Bussières en période de hautes eaux – Carte et profil en long géologique – Photo prise en aval de la zone de perte. Cliché : V.Fister - mars 2008



2.2 INSTRUMENTATION HYDROCLIMATIQUE

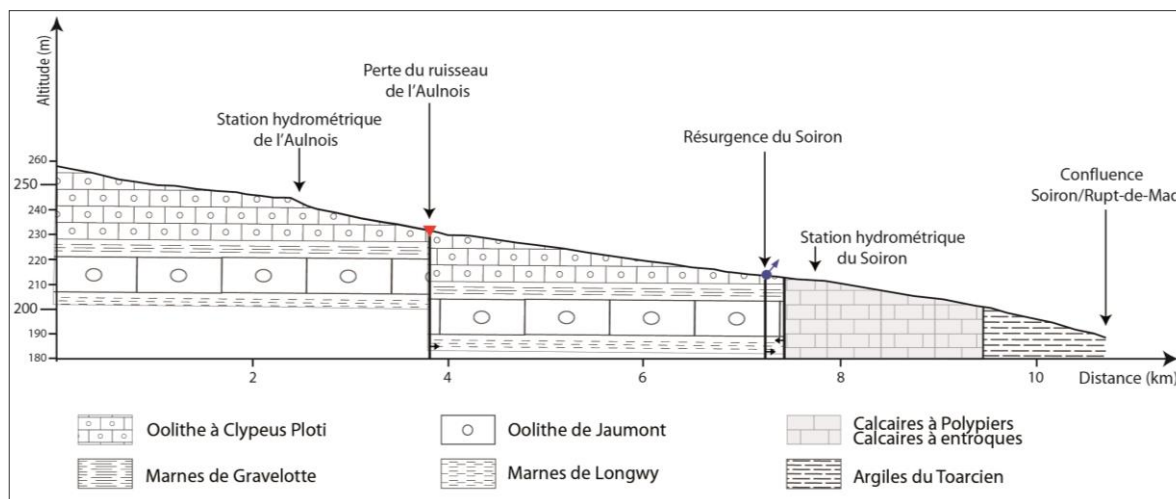
L'instrumentation hydrométrique de la région de la Montagne est ciblée sur trois exutoires du bassin versant du Soiron.

Le ruisseau de l'Aulnois en aval de Chambley-Bussières est un ruisseau perché aux écoulements très modestes qui draine un impluvium de faible dimension (4,2 km² à son exutoire instrumenté), inscrit principalement dans les formations du Bajocien supérieur.

Remarque : l'hydrométrie de cette station est perturbée par les lâchés de la station d'épuration du village de Chambley-Bussières.

La source du Soiron, localisée à l'extrémité dans la vallée sèche du "*Fond des vallées*" à une altitude de 214 m, est une résurgence qui sourd à la faveur du réseau de failles qui entaille le bassin versant (figure 4-19). Le système perte-résurgence s'établit dans les formations oolithiques à *Clypeus Ploti* sur 1,5 km de distance et 31 mètres de développement vertical, ce qui lui confère un gradient hydraulique de 2 %⁶⁰.

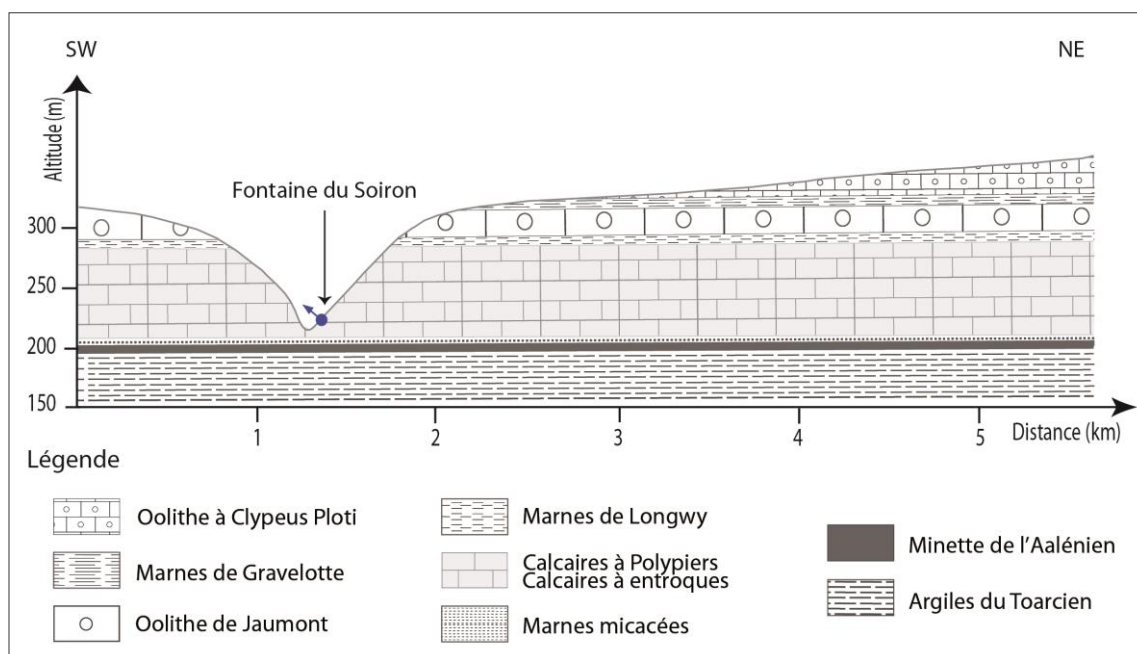
Figure 4-19 : Profil en long géologique de la vallée du Soiron



La source captée de Saint-Julien-lès-Gorze ou "Fontaine du Soiron". Localisée dans le talweg du Soiron, cette source pérenne prend naissance par déversement gravitaire des eaux contenues dans calcaires à polypiers et à entroques du Bajocien moyen et inférieur (figure 4-20).

⁶⁰ La perte du ruisseau de l'Aulnois et la résurgence du Soiron se situent à des altitudes respectives de 245 et 214 m.

Figure 4-20 : Coupe géologique de la zone d'alimentation de la source de Saint-Julien-lès-Gorze

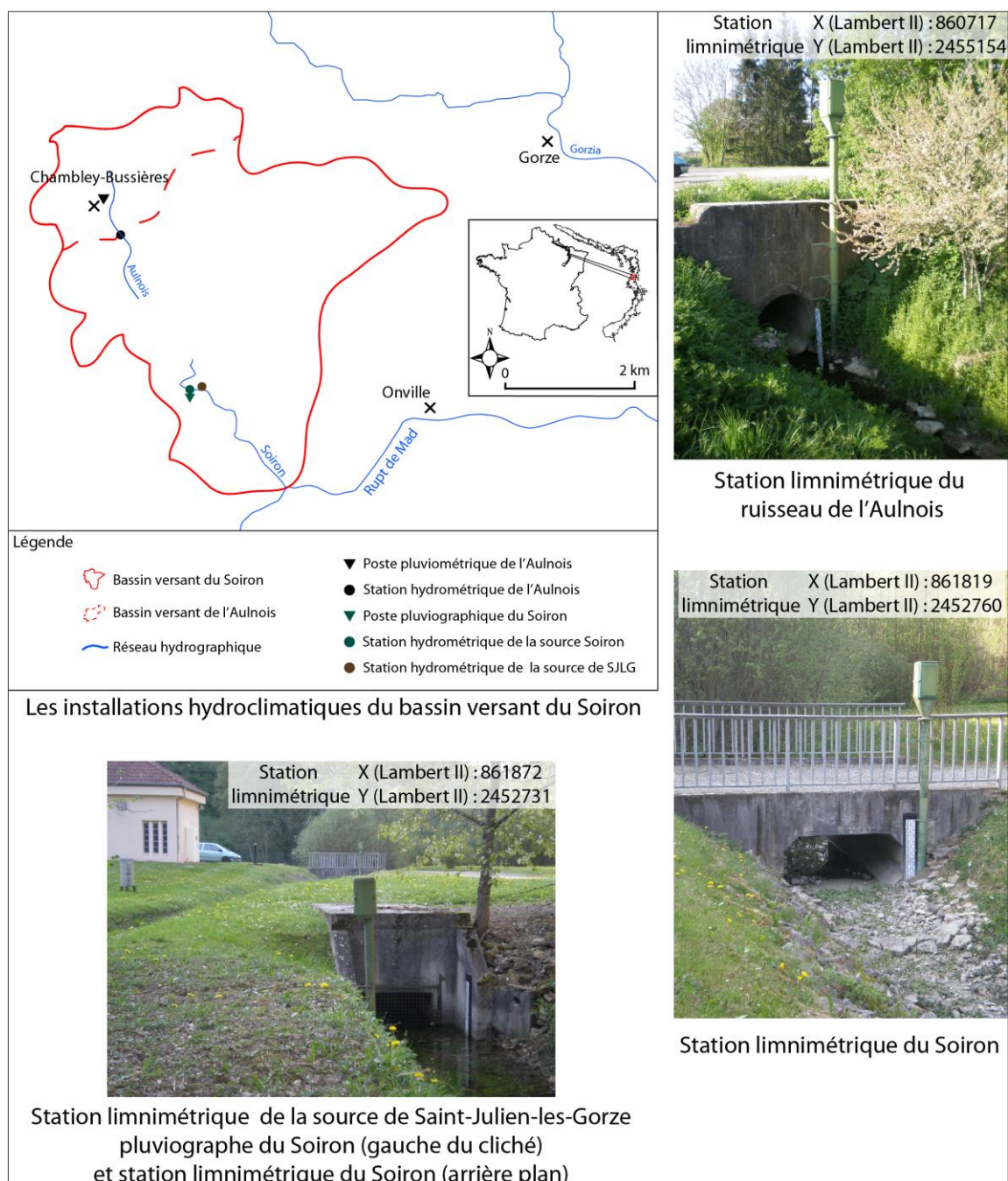


L'importance des venues d'eau au niveau de la source du Saint-Julien-lès-Gorze est reconnue depuis longtemps puisque dès 1938, elle est utilisée pour l'alimentation en eau potable des populations locales. La désaffectation progressive de l'ancien ouvrage a entraîné une réhabilitation totale du captage de la source par le Syndicat des eaux du Soiron en 1994 et une mise en fonction effective en 1996. La station de captage est par ailleurs équipée d'un système de trop plein qui évacue le surplus d'eau de la source de Saint-Julien-lès-Gorze vers le Soiron, c'est ce système qui est équipé hydrométriquement et qui permet d'appréhender les fluctuations limnimétriques de l'émergence.

Le système du Soiron correspond à un bassin versant complexe marqué par l'absence d'un continuum hydraulique de surface entre une partie amont drainée par un ruisseau indigent et une partie aval où le cours d'eau est alimenté par une résurgence et une source de déversement conséquentes.

L'installation hydrométrique est complétée par un suivi pluviométrique qui se réalise au droit de deux pluviomètres, l'un situé dans le village de Chambley-Bussières, et l'autre dans la vallée du Soiron à proximité directe des stations hydrométriques des deux sources (figure 4-21), ils permettent d'appréhender respectivement les volumes précipités sur le bassin du ruisseau de Chambley-Bussières et sur les sources du Soiron et de Saint-Julien-lès-Gorze. Le poste climatique de Metz servant de poste de référence pour quantifier l'occurrence des précipitations annuelles (annexe 5-1).

Figure 4-21 : L'instrumentation hydroclimatique du bassin versant du Soiron



Intérêt scientifique de l'étude hydroclimatique de la Montagne

Le suivi des débits des exutoires de la Montagne nous permet d'apprécier, avant tout, comment les systèmes de bas plateaux fonctionnent lorsqu'ils sont peu marqués par la dissolution (même si l'impact de la perte du ruisseau de Chambley-Bussières peut être évalué par l'étude des débits de la résurgence du Soiron). Certaines caractéristiques, d'ailleurs communes aux trois secteurs suivis, ont été mises en évidence par le suivi hydroclimatique de la Montagne :

- les différences fonctionnelles entre l'aquifère principal dont sourd la source de Saint-Julien-lès-Gorze et les aquifères sus-jacents (notamment celui du Bajocien supérieur qui alimente la source du Soiron) ;
- l'influence des couches peu perméables sur l'alimentation de la zone noyée : dans la stratigraphie de la Montagne et contrairement au Haut-Pays, on retrouve deux couches peu perméables (Marnes de Gravelotte et Marnes de Longwy), l'influence sur la percolation est supposée très marquée (et plus importante que sur le Haut-Pays) et peut être caractérisée par l'étude des débits de la source de Saint-Julien-lès-Gorze ;
- les processus hydrologiques de surface (sur l'Aulnois) ;
- le rôle de la tectonique (réseau de failles qui entaillent le bassin versant).

Tableau 4-2 : Enjeux du suivi hydroclimatique de la Montagne

Paramètres structurants	Compartimentage des aquifères	Karst	Tectonique
Contexte local	Bathonien (ns) Bajocien supérieur (ns) Bajocien moyen et inférieur (np)	Perte en fond de vallon	Faille de Gorze
Intérêts scientifiques	Rythmes de vidange de la nappe principale et des nappes secondaires Influence des couches peu perméables sur l'infiltration	Impact du karst infrathalweg sur l'infiltration	Impact de la tectonique sur l'écoulement

ns : nappe secondaire
np : nappe principale

3 Le Pays-Haut : la région de l'exutoire du Nanheul

3.1 LE CONTEXTE PHYSIQUE

Les éléments du relief

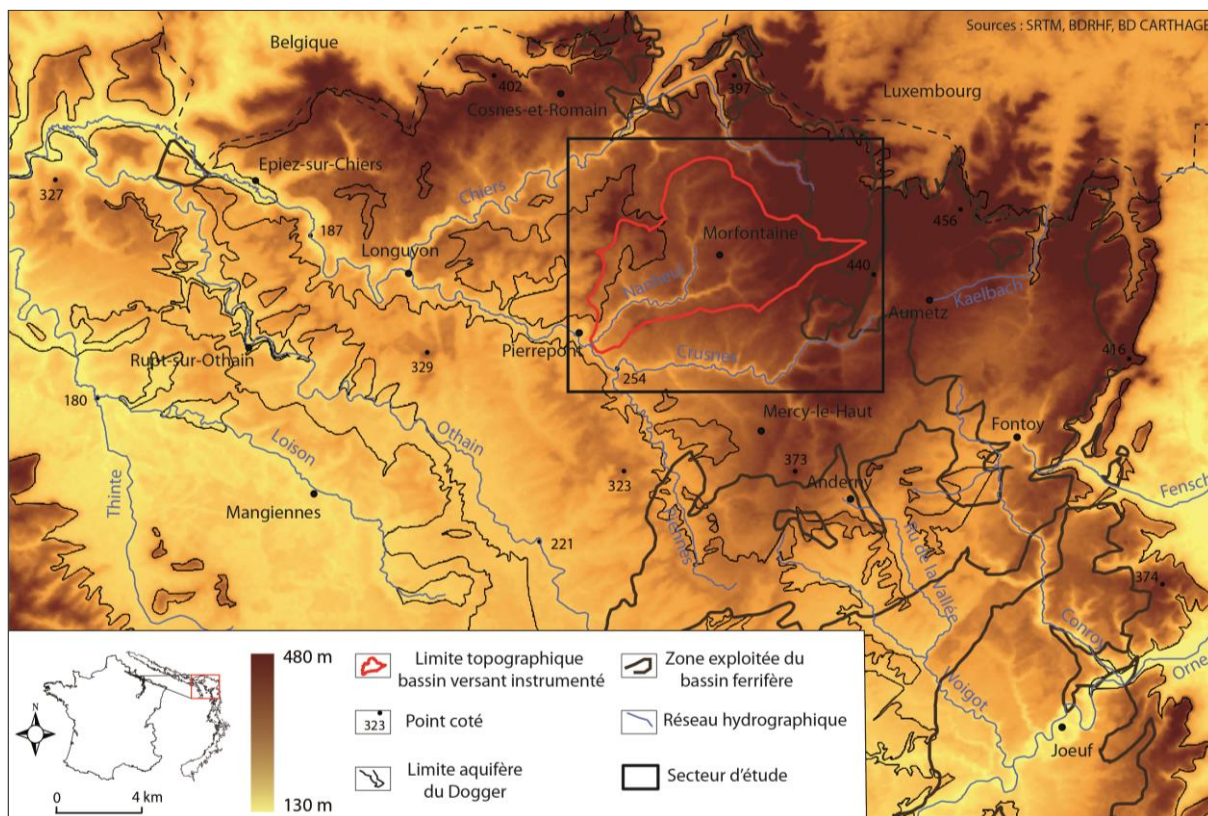
Le plateau calcaire du Pays-Haut, correspond au revers de la cuesta du Dogger en Lorraine septentrionale. Il est limité à l'est par la vallée de la Moselle, à l'ouest par la confluence Chiers-Othain, au sud par le cours de l'Orne, sa limite septentrionale correspondant approximativement à la frontière avec la Belgique et le Luxembourg.

La surface du plateau a une orientation NE-SW et des altitudes comprises entre 230 m pour les secteurs en bordure de la dépression occidentale de la Woëvre et 450 m au niveau du front de côte dans la région d'Aumetz (figure 4-22). Le Pays-Haut est un secteur de partage des eaux entre les écoulements des bassins de la Meuse et de la Moselle. Affluents de la Meuse, les cours surimposés de la Chiers et de la Crusnes, son principal affluent, entaillent le revers de plateau alors que l'Orne ou la Fensch évoluent à contre pendage et percent le front de cuesta pour rejoindre la Moselle.

L'Orne et la Fensch, dont les bassins ont été particulièrement affectés par les exploitations ferrifères, ne peuvent être retenus pour appréhender l'hydrodynamique du Pays-Haut. Le choix a été fait d'investiguer un secteur relativement éloigné géographiquement des principaux bassins miniers localisé entre les vallées de la Chiers et du Crusnes : le bassin versant du Nanheul (bassin versant topographique de 58 km²) qui a été reconnu comme "*peu ou pas affecté par l'arrêt des exhaures minières*" (AERM, 2009 (b)).

L'ensemble des informations dans la suite de l'exposé, qu'elles soient de nature géologique, morphologique, ou hydroclimatique, se réfère au secteur du bassin versant ou à sa périphérie directe et ne concerne pas les bassins versants anaclinaux du Pays-Haut (Fensch et Orne).

Figure 4-22 : Topographie du Pays-Haut et localisation du secteur d'étude



Géologie

Comme le révèlent carte et coupe géologiques (figures 4-23 & 4-24), la région du Pays-Haut dans le secteur de Pierrepont se situe dans les formations géologiques du Bajocien et du Bathonien. On retrouve le Bajocien moyen et inférieur à l'amont, sur le revers du plateau à proximité du front de côte, et dans les talwegs des principaux cours d'eau du secteur (Chiers, Crusnes, Nanheul). Le Bajocien supérieur affleure dans la partie centrale du plateau et le Bathonien supérieur à la terminaison occidentale du revers de côte.

Figure 4-23 : Coupe géologique entre les vallées de la Chiers et du Nanheul

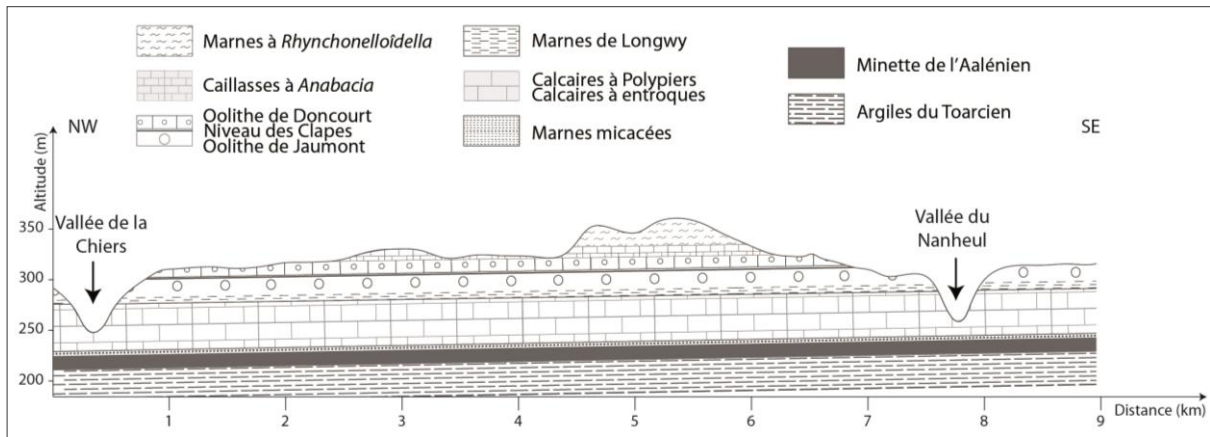
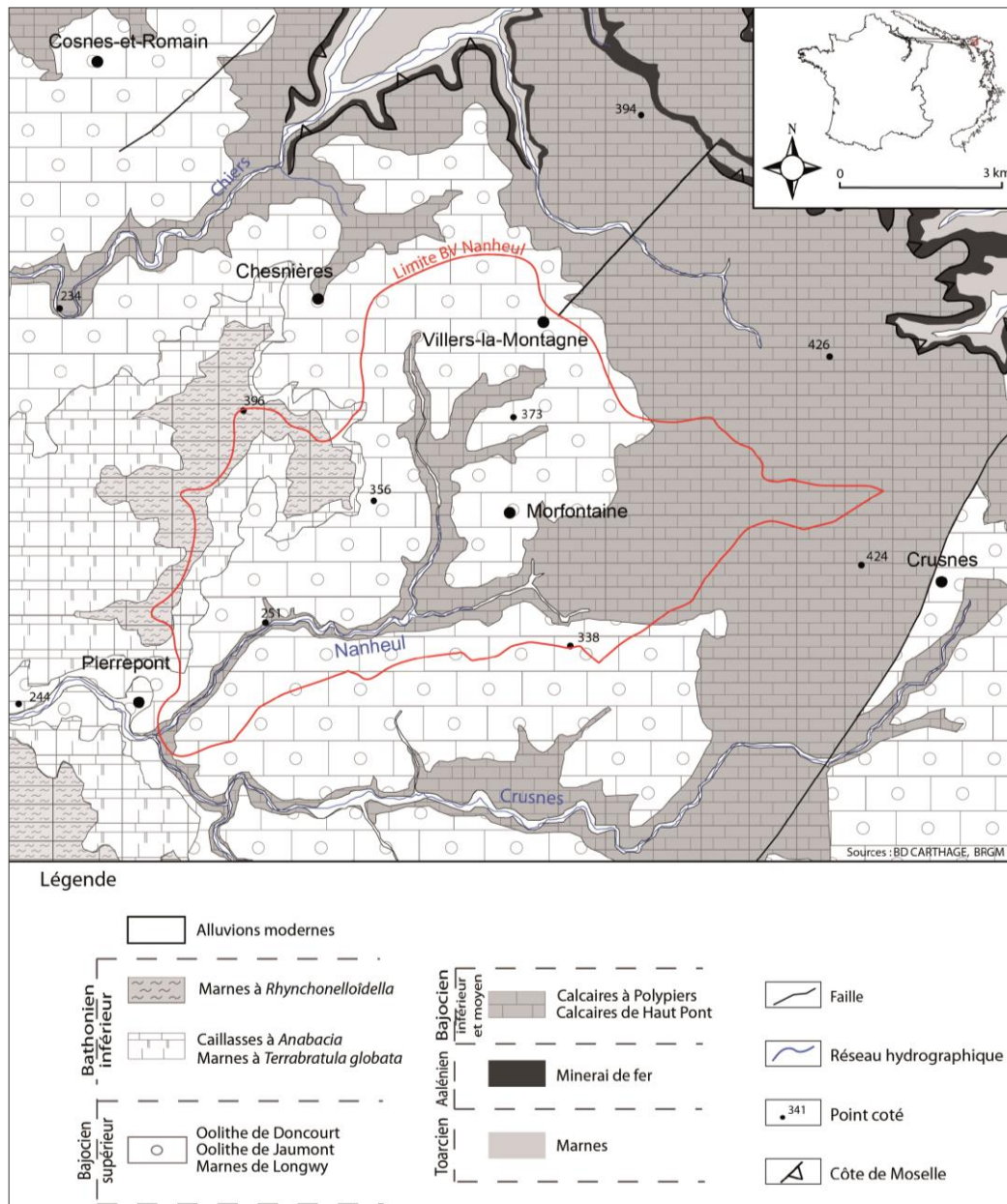


Figure 4-24 : Carte géologique de la région de Pierrepont (selon les cartes géologiques au 1/50 000^{ème} de Longuyon et d'Audun-le-Roman)



Les morphologies karstiques

L'exokarstification importante du Pays-Haut est la conséquence de l'hétérogénéité géologique qui conditionne de nombreux contacts entre des affleurements imperméables et perméables. Le karst de contact lithostratigraphique s'établit sur le Pays-Haut préférentiellement dans les formations du Bajocien supérieur à la faveur du contact entre les marnes de Gravelotte et la formation oolithique de Jaumont (Chapitre 1 § 2.2). Cette configuration est valable pour le secteur Sud du Pays-Haut soit les régions drainées par les ruisseaux de la Vallée, du Conroy ou de la Fensch. Dans la région investie, les variations latérales de faciès, amenant à la disparition des marnes de Gravelotte, sont préjudiciables à la karstification qui se révèle être nettement plus discrète que dans les trois bassins précités (figure 4-25).

Autour et sur le bassin versant du Nanheul, on identifie quelques formes de l'exokarst.

Au sud-ouest, l'exokarstification prend la forme de pertes diffuses dans le talweg de la Crusnes et de quelques dolines : dolines-pertes au contact entre les formations du Bajocien supérieur et du Bajocien moyen et dolines non fonctionnelles au nord du village de Crusnes.

Au nord, l'amont du ruisseau de Chesnières est affecté par une infiltration qui s'opère au niveau de quelques pertes diffuses localisées dans les couches calcaires du Bajocien supérieur.

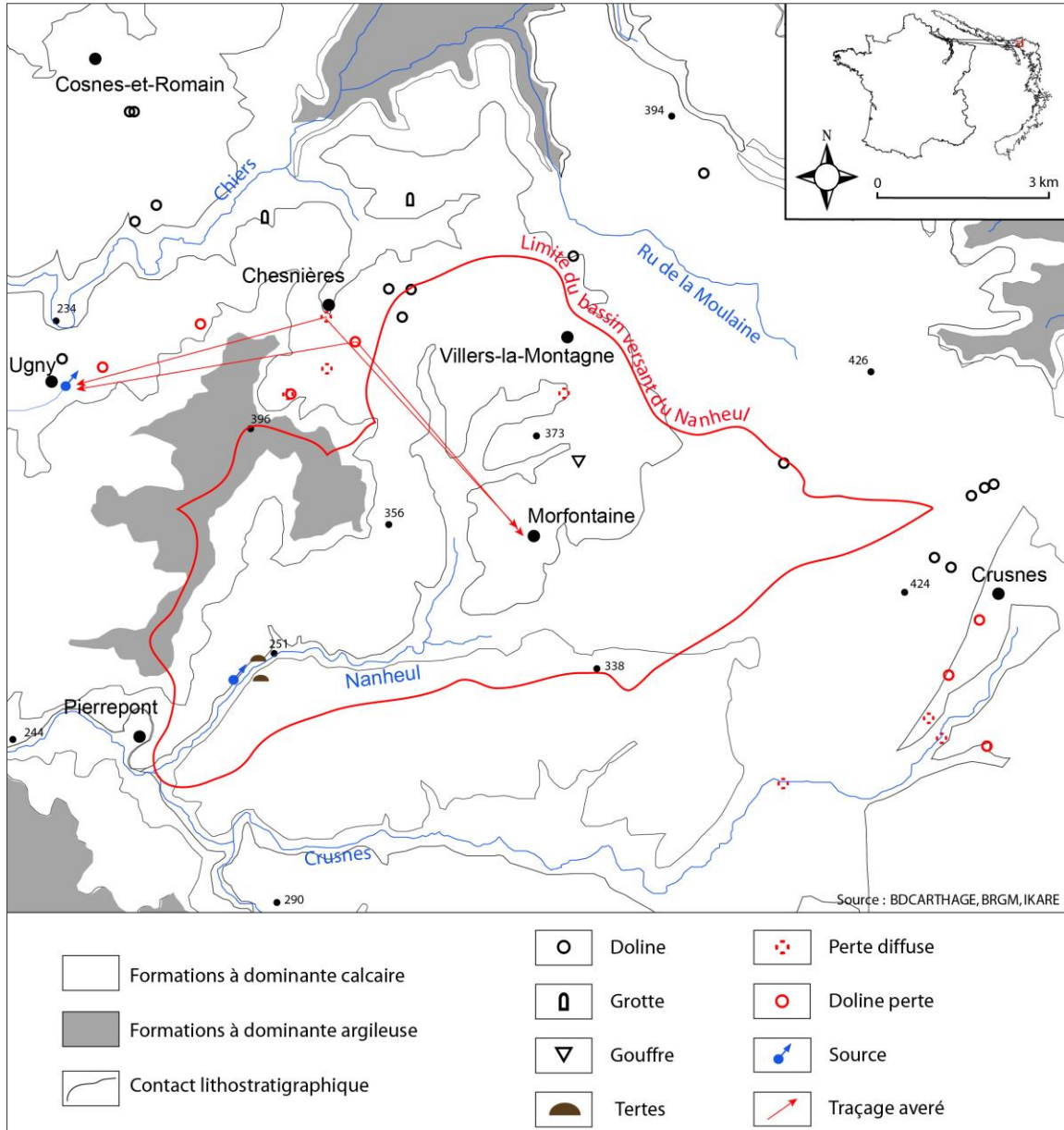
Dans la partie amont du bassin versant, les formes d'introduction se limitent à une infiltration diffuse constatée dans le talweg qui draine le secteur de Villers-la-Montagne.

Dans la partie aval du bassin versant, les morphologies correspondent à des émergences qui sourdent en fond de vallée. Au lieu-dit "*les Racrutes*", la principale source du bassin versant du Nanheul se présente sous la forme d'un système de griffons impénétrables tapissés de colluvions (photos 4-11 & 4-12) se développant sur une cinquantaine de mètres en contrebas de la départementale qui rejoint les villages de Pierrepont et de Villers-la-Montagne. Des émergences de type terre⁶¹ assistent également la vidange aquifère. L'activité de ces phénomènes se manifeste par des émissions bouillonnantes (photos 4-13 & 4-14) qui

⁶¹ "*Petit monticule en forme de cône aplati, constitué de sédiments fins mis en place au droit d'une émergence temporaire, considérée comme une cheminée d'équilibre impénétrable*" (Losson et al., 2012).

accompagnent les importants épisodes pluvieux, le fonctionnement artésien observé au droit de ces morphologies plaident pour une vidange sous pression des aquifères sous-jacents.

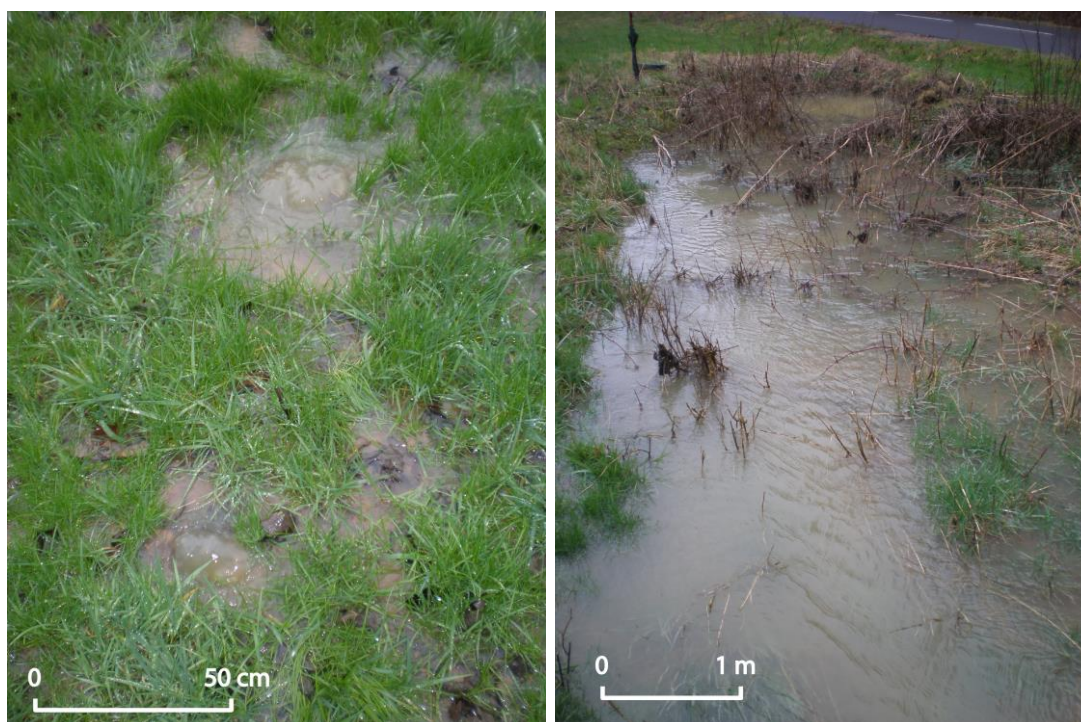
Figure 4-25 : Les morphologies karstiques de la région de Pierrepont



Photos 4-11 & 4-12 : La zone d'émergence au lieu dit "les Racrutes" en période de crue, le débit jaugé est de l'ordre de $1 \text{ m}^3/\text{s}$. Clichés V.Fister : décembre 2008



Photos 4-13 & 4-14 : Les tertres émissifs dans le talweg du Nanheul. Clichés V.Fister : décembre 2008



3.2 INSTRUMENTATION HYDROCLIMATIQUE

Le suivi hydrométrique du ruisseau du Nanheul est réalisé au droit de sa confluence avec la Crusnes et du village de Pierrepont. La chronique de débits disponible s'étend d'octobre 2000 à septembre 2009. Le réseau pluviométrique très clairsemé dans la région du Pays-Haut est quelque peu préjudiciable à l'estimation de la pluie du bassin du Nanheul dans un contexte de gradient pluviométrique accusé. Le poste climatique retenu pour quantifier la pluie de bassin est celui situé dans la ville de Longuyon (ville localisable sur la figure 4-22), à une dizaine de kilomètres au nord-ouest de Pierrepont, qui se révèle être l'unique poste du secteur à disposer d'une longue chronique pluviométrique (annexe 5-1).

Intérêt scientifique de l'étude hydroclimatique du Pays-Haut

L'étude hydroclimatique du Nanheul permet d'apprécier :

- le fonctionnement hydrodynamique d'une configuration hydrokarstique considérée comme intermédiaire : l'exokarst y est relativement discret mais on note la présence de morphologies d'émergence réactives aux précipitations ;
- les différences fonctionnelles entre cours d'eau perchés et incisés : le Nanheul, encaissé dans le plateau, draine une nappe principale au contraire des ruisseaux de la Maldite et de l'Aulnois qui subissent des pertes en raison de leurs positions par rapport à l'aquifère.

Tableau 4-3 : Enjeux du suivi hydroclimatique du Pays-Haut

Paramètres structurants	Compartimentage des aquifères	Karst
Contexte local	Bathonien (ns)	Quelques dolines-pertes
	Bajocien supérieur (ns) Bajocien moyen et inférieur (np)	Plusieurs zones d'émergence (sources et tertres)
Intérêts scientifiques	Influence des couches peu perméables sur l'infiltration	Impact des morphologies de pertes sur l'infiltration Modalités de fonctionnement des émergences (part de l'écoulement issu de ces phénomènes dans l'écoulement total, temps et volumes caractéristiques de fonctionnement)

ns : nappe secondaire
np : nappe principale

CONCLUSION DU CHAPITRE 4

Ainsi, nous avons retenu trois secteurs pour appréhender les différentes configurations de l'écoulement en milieu de bas plateaux calcaires : celui du Haut-Pays marqué par une karstification avancée caractéristique des contacts lithostratigraphique, celui du Pays-Haut dont la karstification est plus discrète en raison d'une couverture moins favorable à la dissolution, celui de la Montagne où la densité des morphologies de l'exokarst est très faible.

Huit unités hydrologiques sont équipées hydrométriquement, 5 sources et trois bassins de surface :

- trois émergences localisées en périphérie d'un front de karstification ;
- une résurgence connectée à un cours d'eau perdant ;
- une source localisée au pied d'un massif calcaire peu karstifié ;
- trois cours d'eau dont deux perchés sur le plateau et un situé dans une vallée encaissée.

Le réseau hydrométrique retenu, composé d'une petite dizaine de sources et de bassins versants de surface semble pertinent pour traduire hydrodynamiquement les contrastes physiographiques observés. Reste à déterminer comment ces contrastes se traduisent sur la relation pluie-débit, sur la forme et les composantes des hydrogrammes. L'hypothèse est faite que les réponses recherchées sont inscrites aux différents exutoires, les volumes d'eau écoulés, leurs rythmes et leurs caractéristiques physico-chimiques servant de traceurs pour la mise en évidence des caractéristiques des circulations.

CHAPITRE 5 : L'ANALYSE A L'ECHELLE DES CYCLES HYDROLOGIQUES

SOMMAIRE

1 LES METHODES D'ANALYSE A L'ECHELLE DES CYCLES HYDROLOGIQUES

1.1 LE BILAN HYDROLOGIQUE ET LA DELIMITATION DES BASSINS D'ALIMENTATION

1.2 LES REGIMES D'ECOULEMENT

1.3 INERTIE ET KARSTIFICATION

2 RESULTATS ET ANALYSES

2.1 L'EXTENSION SPATIALE DES BASSINS D'ALIMENTATION

2.2 CONSTATIONS SUR LES FONCTIONNEMENTS HYDROGEOLOGIQUES

2.2.1 DES VITESSES DE VIDANGE CONTRASTEES

2.2.2 LE STOCKAGE COMPOSITE

2.3 LES DIFFERENCES FONCTIONNELLES ENTRE LES EXUTOIRES

2.3.1 LES SYSTEMES TRES INERTIELS ET PEU REACTIFS AUX PRECIPITATIONS : LES SYSTEMES FISSURES

2.3.2 LES SYSTEMES INERTIELS ET REACTIFS AUX PRECIPITATIONS : LES SYSTEMES KARSTIQUES

2.3.3 LES BASSINS INFLUENCES PAR L'ECOULEMENT SUPERFICIEL

INTRODUCTION DU CHAPITRE 5

Les exutoires instrumentés s'inscrivent dans des contextes physiographiques identifiés comme différents mais, de leurs fonctionnements hydrologiques nous n'en avons pour l'instant qu'une conception imprécise fondée principalement sur la variabilité des manifestations du karst et quelques résultats parcellaires issus des campagnes de traçage colorimétrique.

L'objectif principal de ce chapitre est d'améliorer la connaissance des fonctionnements des bas plateaux calcaires du Nord-Est de la France par l'identification de certaines caractéristiques hydrodynamiques à partir de l'analyse des cycles hydrologiques sur les exutoires suivis.

Nous avons opté, dans cette optique, pour une démarche comparative qui s'appuie sur des méthodes complémentaires issues de l'hydrologie "traditionnelle" et de l'approche fonctionnelle des milieux karstiques. A l'échelle du cycle, ce sont certains processus hydrologiques de temps longs que nous déterminons (notamment ceux gouvernés par les structures aquifères étagées). Ce niveau d'analyse permet également d'identifier des indicateurs simples de l'écoulement pour servir de base à des comparaisons entre les exutoires.

Dans la première partie du chapitre nous détaillons les méthodes utilisées, dans un second temps nous discutons des types de fonctionnement dégagés et des caractéristiques qui les déterminent.

1 LES METHODES D'ANALYSE A L'ECHELLE DES CYCLES HYDROLOGIQUES

1.1 LE BILAN HYDROLOGIQUE ET LA DELIMITATION DES BASSINS D'ALIMENTATION

Les limites spatiales des bassins d'alimentation des sources en milieu calcaire ne peuvent être assimilées à de simples bassins versants et donc déterminées par la simple topographie.

Le bilan hydrologique défini par le Glossaire International d'Hydrologie comme "*l'équation exprimant le bilan de stockage, qui met en jeu les entrées, les sorties et les variations de la réserve, dans une entité hydrologique quelconque pendant une certaine période*" repose, pour sa part, sur l'analyse de la cohérence entre les volumes d'entrée et les volumes de sortie, et peut être décrit à l'échelle d'un exutoire par l'équation (2) :

$$P = Q + ETR + \Delta R \quad (2)$$

P représente les précipitations, enregistrée sur l'impluvium, sous forme liquide ou solide ;

Q exprime les écoulements à l'exutoire du système ;

ETR est l'évapotranspiration réelle totale de l'impluvium. Ce paramètre est déterminé pour chaque exutoire (selon des modalités déjà présentées (chapitre 2-2)) ;

ΔR révèle les variations souterraines positives ou négatives sur la période donnée.

Le bilan hydrologique avec la pluie en entrée et les débits en sortie, peut s'appuyer sur un contexte climatique bien identifié : le terme "évaporation", qui est l'inconnu, peut être approché grâce au bilan énergétique (notion d'évapotranspiration potentielle) et une modélisation simple. En outre, il peut être vérifié sur des bassins voisins bien délimités.

Ainsi, les dimensions de l'aire d'alimentation résultent de l'équilibre du bilan : le fonctionnement observé d'une source implique que la quantité d'eau (P) recueillie dans l'aire d'alimentation équilibre les prélèvements évapotranspiratoires et l'écoulement.

Le bilan hydrologique est le plus souvent calculé sur plusieurs cycles hydrologiques, d'étiage en étiage, et ceci pour que les variations des réserves souterraines puissent être considérées comme négligeables et conséquemment ne pas être utilisées dans le calcul du bilan. L'équation du bilan se pose alors en ces termes :

$$ETR = P - Q = DE \quad (3)$$

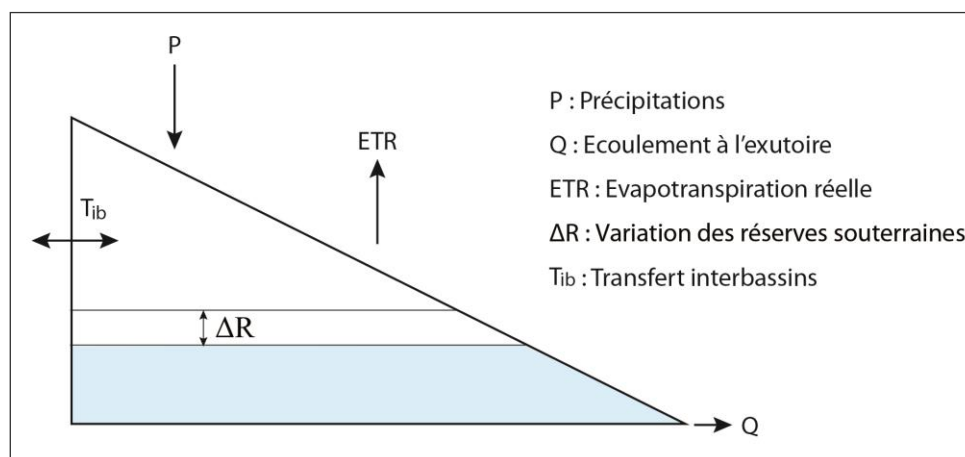
DE correspond au déficit d'écoulement.

En milieu karstique, les échanges interbassins affectent les volumes qui transitent aux exutoires, le déficit d'écoulement n'est donc pas imputable aux seuls prélèvements évapotranspiratoires mais également corrélé aux échanges avec d'autres bassins (figure 5-1), d'où :

$$P = Q + DE = Q + ETR + T_{ib} \quad (4)$$

T_{ib} représente les volumes transférés entre les bassins (figure 5-1).

Figure 5-1 : Les termes du bilan hydrologique



La surface d'alimentation du système ($S_{\text{alimentation}}$) est calculée en appliquant l'équation aux dimensions suivantes :

$$S_{\text{alimentation}} [L^2] = \frac{Q [L^3]}{P [L] - ETR [L]} \quad (5) \quad \text{et} \quad S_{\text{alimentation}} = S_{bv} + S_{Tib} \quad (6)$$

Avec S_{bv} : Surface du bassin versant topographique ;
 S_{Tib} : Surface concernée par les transferts interbassins.

La surface d'alimentation traduit l'impact souterrain d'un exutoire sur une portion d'aquifère et renseigne sur les conditions hydrodynamiques au sein de celui-ci. Une surface importante, en

milieu calcaire, induit une captation souterraine efficiente en amont de l'exutoire considéré ; *a contrario* et comme le note Marsaud (1996), "*l'absence d'organisation des écoulements est marquée par le nombre important de sources drainant ces aquifères, un exutoire principal étant rarement individualisé*".

Pour autant, l'estimation de l'aire d'alimentation ne revient pas à la délimiter spatialement. Or, proposer une limite d'alimentation en milieu calcaire pour un système donné, revient à identifier les composantes karstiques susceptibles d'influer sur les écoulements à l'exutoire. Il convient donc d'étudier cette limite au cas par cas.

1.2 LES REGIMES D'ÉCOULEMENT

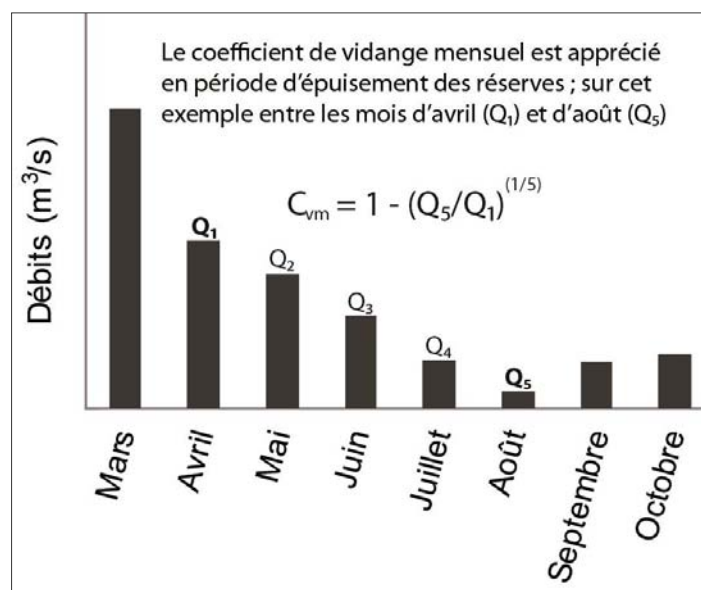
La prise en compte des régimes hydrologiques, qu'elle se réalise via les données de débits moyens mensuels ou les débits classés, a pour vocation, compte-tenu de l'échelle temporelle d'investigation, d'identifier et de comparer les comportements saisonniers, ici de vidange et de mise en charge.

Les débits moyens mensuels et la vidange aquifère

Les systèmes hydrologiques suivis présentent tous un régime pluvio-thermal ou ombro-thermique (Lambert R., 1996) caractérisé par deux saisons hydrologiques bien distinctes qui s'étendent classiquement de décembre à avril (5 mois) pour les hautes eaux et de mai à novembre (7 mois) pour les basses eaux. Nous nous concentrons sur la période de basses eaux et ceci pour comprendre comment, à l'échelle mensuelle, l'évolution des débits s'opère en période peu ou pas influencée par les précipitations et apprécier conséquemment les différents rythmes de vidange souterrains (figure 5-2). Dans la dynamique des travaux du CEGUM (Lang C., 2007), l'évolution des débits mensuels en période non influencée est déterminée par le coefficient de vidange mensuel C_{vm} selon les termes de l'équation (7).

$$C_{vm} = 1 - (Q_n/Q_1)^{(1/m)} \quad (7)$$

C_{vm} : coefficient de vidange mensuelle
 Q_n : débit mensuel à la fin du tarissement
 Q_1 : débit mensuel au début du tarissement
 m : nombre de mois de vidange

Figure 5-2 : La détermination des coefficients de vidange mensuels

L'ajustement statistique des distributions de débit

L'analyse des débits classés en hydrologie karstique (Mangin, 1971, Marsaud, 1996, El-Hakim, 2005), dénommée "*méthodes des débits classés*", a pour but de mettre en évidence des phénomènes hydrodynamiques particuliers qui modifient le régime des débits à l'exutoire d'un système et qui peuvent se traduire graphiquement par des discontinuités dans une fonction de répartition. La méthode consiste à classer les débits puis à les représenter par une loi d'ajustement statistique (la loi retenue est la loi normale) afin de pouvoir décrire et comparer les résultats obtenus sur les différents systèmes⁶². La distribution des débits est reportée sur une échelle de probabilité en ordonnées exprimée en pourcentage cumulé (ou par sa transformation en valeur centrée réduite), et les débits sur une échelle arithmétique ou logarithmique en abscisses. L'interprétation des fonctions de répartition repose sur l'identification de ruptures de pente, témoins d'une modification du régime des écoulements (figure 5-3 & tableau 5-1).

⁶² L'ajustement des débits à une loi statistique, selon Marsaud (1996), "*ne doit pas faire oublier que la méthode est différente de celle utilisée en hydrologie de surface, il s'agit de décrire la courbe des débits classés et non pas de la modéliser ou de faire des prévisions*".

Figure 5-3 : Différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés (selon Marsaud B., 1996, modifié)

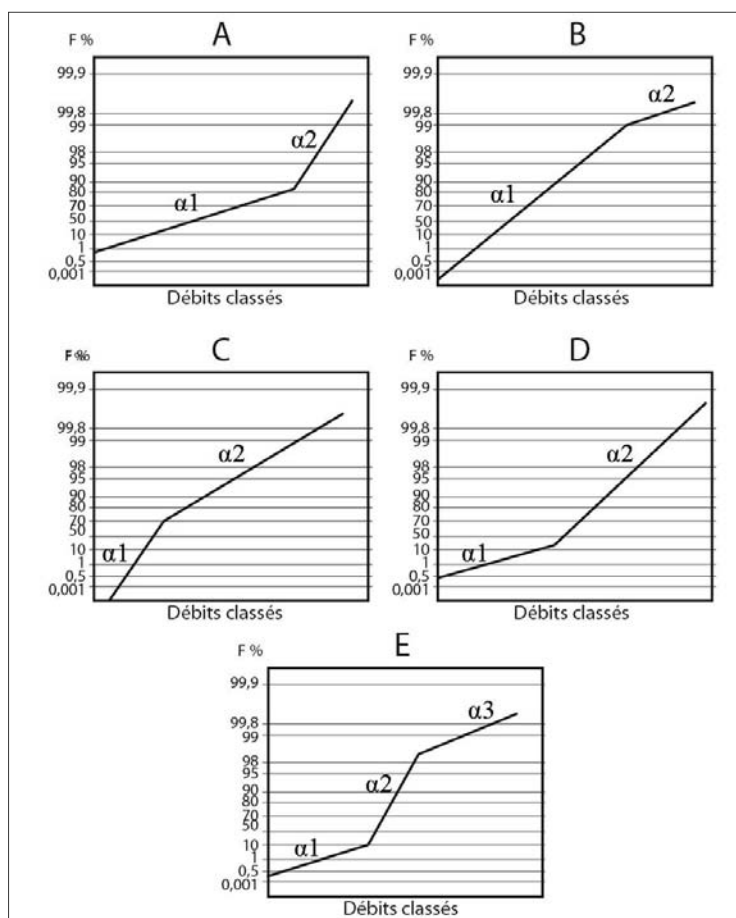


Tableau 5-1 : Interprétation des ruptures de pente de la droite représentative des débits classés (selon Marsaud B., 1996)

Cas	Pentes des droites	Position de la rupture	Interprétation
A	$\alpha_2 > \alpha_1$	Forts pourcentages	- Mise en fonctionnement de trop-plein - Fuites vers un autre système - Stockage momentané
B	$\alpha_2 < \alpha_1$		- Fuites ou débordement de la station de jaugeage lors des hautes eaux - Apports en provenance d'un autre système - La station de jaugeage prend en compte lors des crues des écoulements n'appartenant pas au système
C	$\alpha_2 < \alpha_1$	Faibles pourcentages	- Apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur
D	$\alpha_2 > \alpha_1$		- Constitution d'une réserve
E	$\alpha_2 > \alpha_1$ $\alpha_3 < \alpha_2$	Double rupture	- Piégeage d'une réserve lors de la décrue et restitution au cours du tarissement

1.3 INERTIE ET KARSTIFICATION

D'autres informations sur le fonctionnement souterrain peuvent être obtenues par les méthodes corrélatoires et spectrales (Mangin A., 1981) : elles permettent de quantifier des indicateurs de fonctionnement simples tels que : l'effet mémoire, le degré d'inertie, l'allure des hydrogrammes révélateurs du degré de karstification. Les résultats issus des applications des différentes méthodes font l'objet d'une comparaison entre les exutoires suivis mais également avec des systèmes karstiques de référence et ceci pour établir des profils types de fonctionnement en milieu calcaire de bas plateaux.

1.3.1 LES ANALYSES CORRELATOIRES ET SPECTRALES

Les méthodes d'analyses corrélative et spectrale reposent sur les techniques d'analyses statistiques des séries chronologiques (Box & Jenkins, 1976) et s'inspirent des méthodes utilisées pour le traitement de signal. Ces méthodes appliquées à l'hydrologie (Mangin, 1981, 1984, Padilla & Pulido-Bosch, 1995, Larocque *et al.*, 1998) assimilent le système karstique à une boîte noire qui module le signal d'entrée (les précipitations) en un signal de sortie (les débits). Ainsi, au sein d'un système karstique bien drainé, le signal "précipitation" n'est que peu altéré. A l'inverse, si le drainage au sein du système est mal assuré, le signal "précipitation" est largement modifié.

Les analyses temporelles (analyses corrélatoires) et fréquentielles (analyses spectrales) peuvent être menées séparément (analyses simples) ou simultanément (analyses croisées) sur les entrées/sorties du système.

Les corrélogrammes simples

La fonction d'autocorrélation est définie comme la valeur de la corrélation linéaire entre les valeurs d'une série temporelle avec la même série de valeurs décalée dans le temps. Elle traduit l'interdépendance des événements d'une chronique pour des intervalles de temps de plus en plus longs.

La vitesse de décroissance du coefficient d'autocorrélation est liée au caractère inertiel du système investi. Appliqué aux débits, l'analyse permet de caractériser "l'effet mémoire" du système : une décroissance rapide du coefficient d'autocorrélation révèle en effet le peu de

dépendance des débits successifs, un faible "effet mémoire" et peu de filtrage de l'information.

$$r(k) = \frac{C(k)}{C(0)} \quad (8)$$

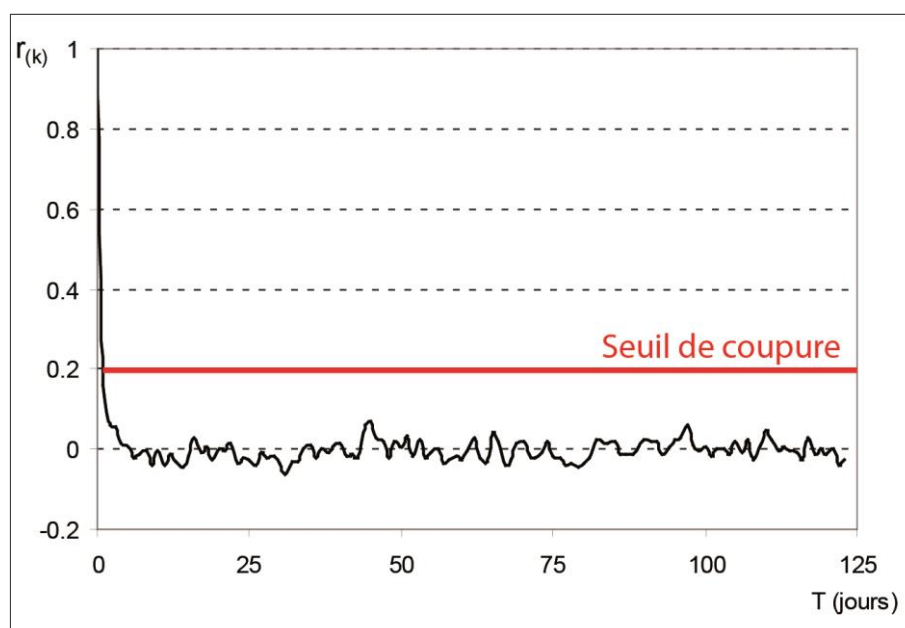
$$C(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(x_{t+k} - \bar{x}) \quad (9)$$

$r(k)$: coefficient de corrélation
 $C(0)$: variance x
 k : pas d'échantillonnage
 N : nombre d'observations de la chronique
 \bar{x} : moyenne de la série de données

La vitesse de décroissance de la corrélation correspond au nombre de jours où la valeur du coefficient est supérieur à 0,2 (seuil de coupure) ; on admet que d'un point de vue statistique des populations sont indépendantes lorsque le coefficient de corrélation qui les lie est inférieur à cette valeur.

Pour exemple, la figure 5-4 permet d'apprécier la vitesse de décroissance d'une variable hydroclimatique très peu autocorrélée : les précipitations. Le seuil de coupure de 0,2 atteint le 1^{er} jour témoigne de l'extrême indépendance des données.

Figure 5-4 : Exemple de corrélogramme simple de données indépendantes : les précipitations de la station d'Abainville (2007-2009)



Les spectres simples

L'analyse spectrale simple (aussi appelée densité spectrale de puissance) évalue les différentes caractéristiques d'un signal (représentatif d'un phénomène physique) dans le domaine des fréquences. La fonction $S(f)$ permet de distinguer les phénomènes périodiques des phénomènes assimilables à un bruit de fond. La fréquence étant l'inverse de la période, les phénomènes à grande périodicité correspondent aux basses fréquences, alors que les hautes fréquences caractérisent le court terme. D'un point de vue mathématique, la densité spectrale de puissance correspond à la transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation.

$$S(f) = 2 \left[1 + 2 \sum_{k=1}^m D(k) r(k) \cos(2\pi f k) \right] \quad (10)$$

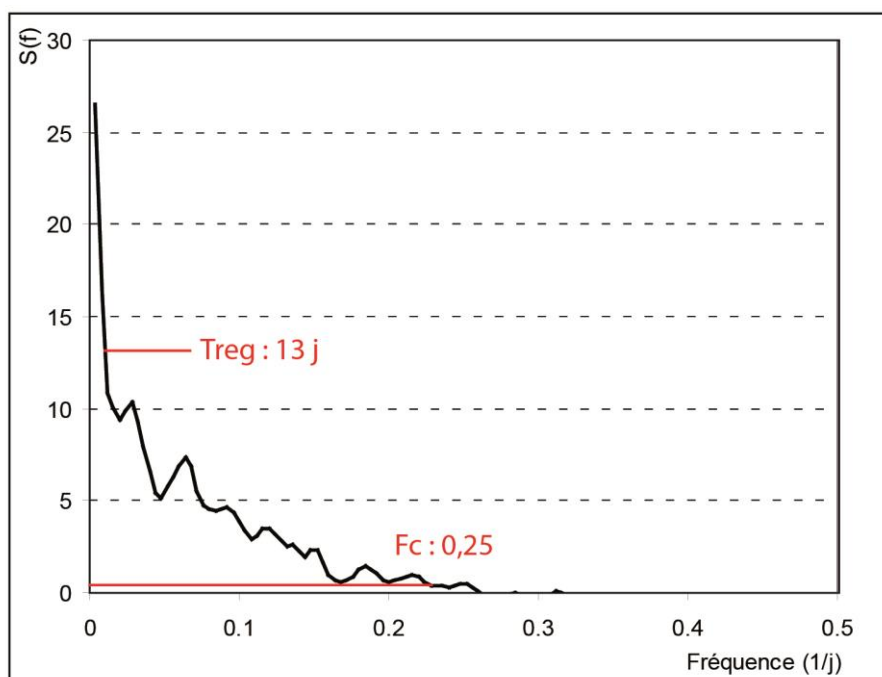
$$D(k) = \left(1 + \cos \pi \frac{k}{m} \right) / 2 \quad (11)$$

f : fréquence
 $D(k)$: filtre de Tukey

Mangin (1984) propose d'utiliser deux paramètres déduits de cette fonction pour scruter l'aquifère (figure 5-5) :

- le temps de régulation (T_{reg}) est donné par l'ordonnée maximale de la densité spectrale de puissance divisée par 2. Ce temps correspond à la durée d'influence d'une impulsion unitaire (ici la pluie), il renseigne sur les conditions de transfert de cette impulsion au sein du système. Au sein d'un aquifère peu karstifié, la durée d'influence de l'impulsion d'un évènement pluvieux est importante, le drainage du système, de type poreux, ne permettant pas l'évacuation rapide des volumes précipités ;
- la fréquence de coupure (F_c) correspond à la fréquence pour laquelle le signal est nul ou fortement parasité (bruit de fond) ; elle quantifie la régulation introduite par le système. Une fréquence de coupure haute ($>0,20$) sera révélatrice d'un système bien drainé où l'information à court terme (jours, semaine) est peu filtrée.

Figure 5-5 : Exemple de fonction de densité spectrale appliquée aux débits : le spectre simple de la Manoise (1999/2009)



Les corrélogrammes croisés

La fonction de corrélation croisée $r_{xy}(k)$ est une fonction non symétrique [$r_{xy}(k) \neq r_{yx}(k)$] qui traite simultanément deux chroniques avec une première chronique décrite par la variable x , x_t (x_1, x_2, \dots, x_n) explicative de la deuxième chronique y , y_t (y_1, y_2, \dots, y_n). Les corrélogrammes croisés sont réalisés à partir des valeurs de précipitations journalières (variable x) et des valeurs de débits moyens journaliers (variable y). La fonction de corrélation croisée rend compte, non seulement, de la réactivité de la réponse d'un aquifère à une impulsion pluviométrique mais également du degré d'atténuation avec lequel le signal est restitué. La réactivité du système est déduite de la différence qui existe entre la valeur maximale de la fonction d'autocorrélation et sa valeur pour $k=0$; cette fonction donne une bonne image de l'hydrogramme unitaire. Pour $k > 0$:

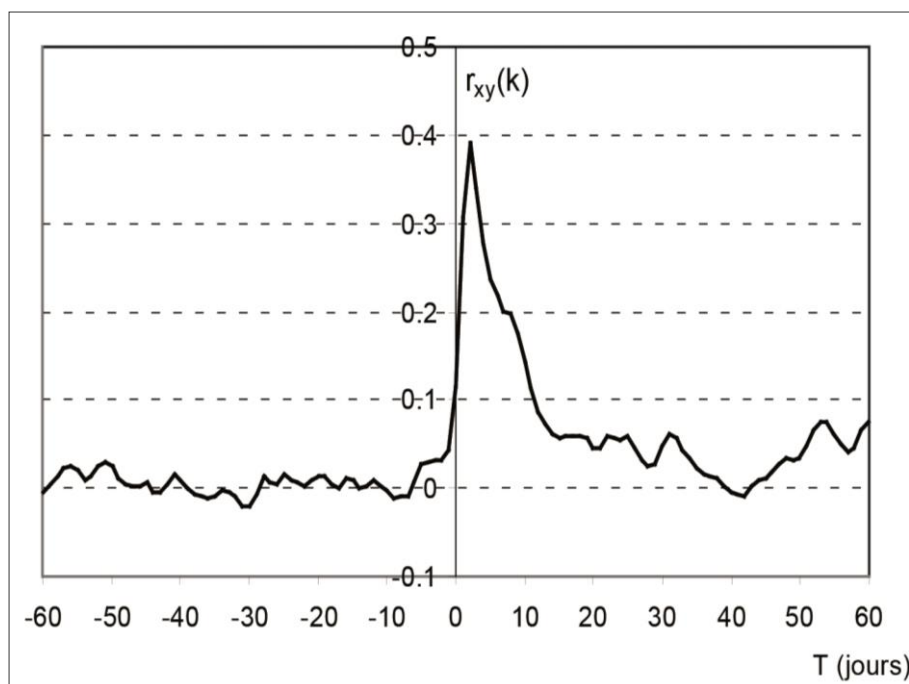
$$r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y} \quad (12)$$

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y}) \quad (13)$$

σ_x et σ_y : écart type des chroniques x et y



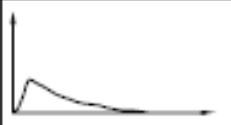

Un corrélogramme croisé présentant un pic bien individualisé ainsi qu'une valeur maximum de son coefficient $r(xy)$ importante (figure 5-6) indique que le système est réactif, bien drainé. Un système mal drainé, peu fonctionnel, présente un étalement du corrélogramme croisé ainsi qu'une faible valeur maximum de son $r(xy)$.

Figure 5-6 : Exemple de fonction de corrélation croisé pluie/débit témoin d'un système réactif : le corrélogramme croisé de la Manoise (1999/2009)



Mangin (1975), propose selon les résultats issus de ces méthodes, quatre types de configuration (figure 5-7). Pour un système tel que celui d'Aliou (Pyrénées-Atlantiques, France), l'effet mémoire faible, le temps de régulation court et la fonction de corrélation croisée pluie-débit (fonction de transfert) pointue révèlent un haut degré de karstification et des écoulements en drains dominants. A l'inverse, un fort effet mémoire, un temps de régulation long, et une fonction de transfert retardé indiquent une forte inertie du système ; cette configuration est celle du système Torcal (Andalousie, Espagne). Les systèmes du Baget (Ariège, France) et de Fontestorbes (Ariège, France) présentent des comportements hydrodynamiques intermédiaires (figure 5-7).

Figure 5-7 : Classification des systèmes karstiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale (selon Mangin, in. Dörfliger *et al.*, 2008)

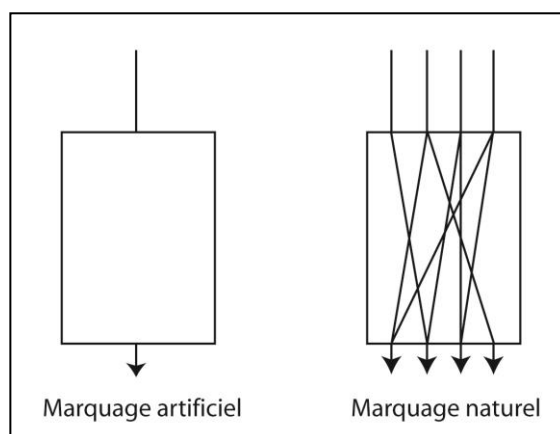
TYPES	EFFET MEMOIRE ($R_k = 0.2$)	FREQUENCE DE COUPURE	TEMPS DE REGULATION	REPOSE IMPULSIONNELLE
<i>ALIOU</i>	Réduit (5 jours)	Très haute (0,30)	10 à 15 jours	
<i>BAGET</i>	Petit (10 à 15 jours)	Haute (0,20)	20 à 30 jours	
<i>FONTESTORBES</i>	Grand (50 à 60 jours)	Basse (0,10)	50 jours	
<i>TORCAL</i>	Considérable (70 jours)	Très basse (0,05)	70 jours	

1.3.2 LA DISTRIBUTION DES FREQUENCES DE MINERALISATION

A l'échelle annuelle, le degré de karstification peut aussi être appréhendé par une approche géochimique. On utilise alors les éléments dissous comme traceurs.

Le traceur est selon Molinari (1976) " une substance, par définition identifiable, au moyen de laquelle on cherche à appréhender le devenir du milieu marqué ". On oppose les traceurs naturels qui sont des éléments chimiques ou isotopiques apportés par le système lui-même aux traceurs artificiels qui ont une origine externe et qui ne sont pas naturellement présents au sein de l'aquifère. L'information hydrogéochimique diffère en fonction du traceur utilisé, le traceur naturel permet d'appréhender l'ensemble de l'aquifère (ou du tout du moins une importante partie) alors que le traceur artificiel n'apporte des informations que sur la partie tracée (figure 5-8) (Plagnes V., 1998).

Figure 5-8 : Les marqueurs artificiels et naturels (selon Plagnes V., 1998)



Dans un aquifère carbonaté, environ 90 % de la minéralisation des eaux est assurée par deux éléments: l'ion bicarbonate (HCO_3^-) et l'ion calcium (Ca^{2+}), (Bakalowicz A., 1977, 1979). La singularité de la composition chimique des eaux karstiques légitime le suivi de la conductivité électrique (celle-ci représentant la minéralisation) comme moyen d'investigation hydrogéochimique. Couramment utilisée lors d'études hydrodynamiques en milieu calcaire (Bakalowicz, 1979, 2001 ; Mudry, 1990 ; Plagnes, 1998 ; Grasso *et al.*, 2002 ; Schilling & Helmers, 2007 ; Baena *et al.*, 2008), cette variable présente, outre sa bonne représentativité géochimique, l'avantage d'être mesurable facilement et directement. En utilisant cette variable géochimique, Bakalowicz en 1979 a introduit la méthode de distribution des fréquences de minéralisation pour décrire les variations du chimisme des eaux issues d'aquifères calcaires. L'auteur définit la courbe de variation de la minéralisation au cours d'un cycle hydrologique comme "*la fonction aléatoire de la variable régionalisée minéralisation*". L'allure des courbes donne une image convenable du degré d'organisation des écoulements souterrains, fonction de la karstification du système considéré.

Au cours d'un cycle hydrologique, les courbes de distribution peuvent prendre une allure (figures 5-9 & 5-10) :

- unimodale, si l'aquifère se comporte comme un aquifère de type poreux ou fissuré ;
- plurimodale, si l'aquifère se comporte comme un aquifère karstique.

Figure 5-9 : Distribution des conductivités électriques et type d'écoulement aquifère associé

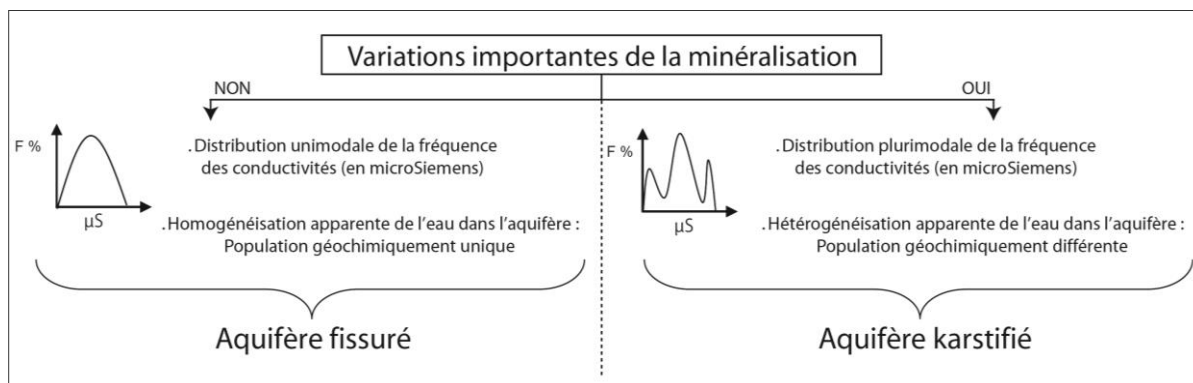
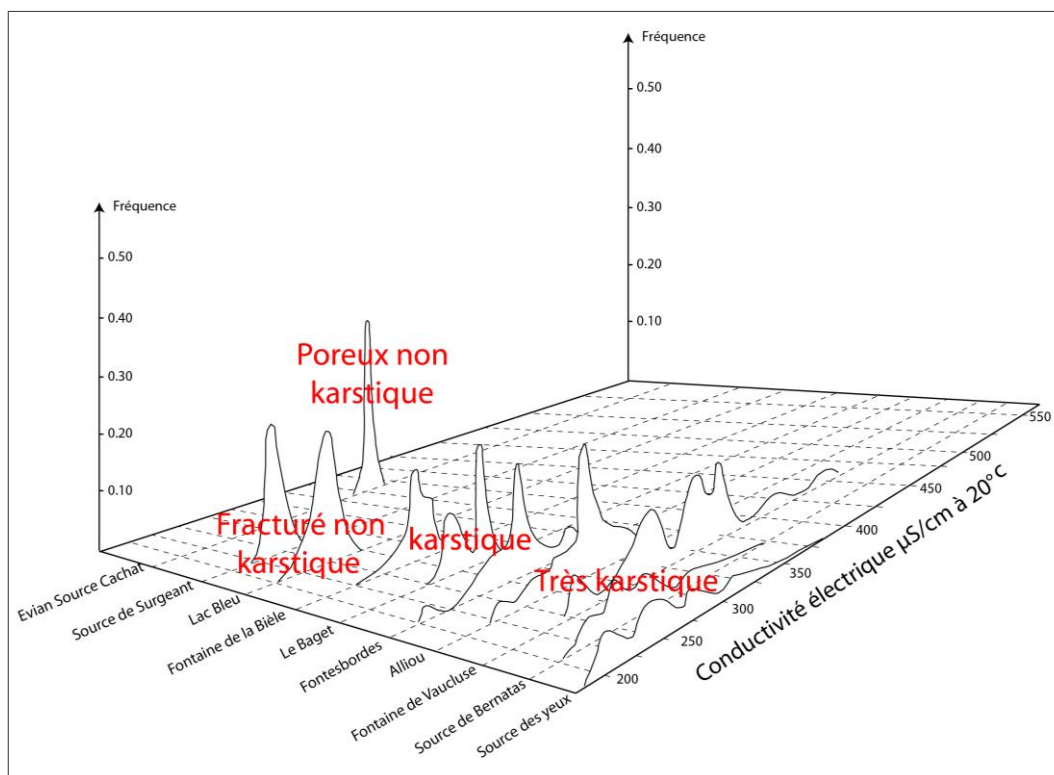


Figure 5-10 : Distribution des conductivités électriques : application à différentes émergences (selon Bakalowicz A., 1979)



Nous avons utilisé cette méthode en complément des analyses menées sur les variables hydroclimatiques et ceci sur les exutoires qui ont fait l'objet d'un suivi de minéralisation soit les sources du Soiron et de Saint-Julien-lès-Gorze (suivi ponctuel, en moyenne un relevé hebdomadaire) et sur les sources de la Vaise et du Rongean (suivi continu).

2 RESULTATS ET ANALYSES

Avant de prendre en considération les indicateurs différenciatifs des fonctionnements aux exutoires choisis (informations essentiellement portées par les analyses corrélatoires et spectrales), nous présentons d'abord les résultats de la recherche des limites spatiales des exutoires instrumentés et les caractéristiques de drainage révélées par les analyses des régimes.

2.1 L'EXTENSION SPATIALE DES BASSINS D'ALIMENTATION

Les expériences de traçages sur les trois secteurs suivis étant peu nombreuses, les limites spatiales des différents exutoires ne peuvent être connues avec précision, nous exposons conséquemment ici des bassins d'alimentation probables qui traduisent les chiffres des bilans⁶³ et certaines réalités de terrain observées.

Sur le Haut-Pays

Les surfaces d'alimentation des principales émergences (tableau 5-2), issus des bilans hydrologiques, illustrent la profonde redistribution souterraine qui s'exerce sur le Haut-Pays. Avec des bassins hydrogéologiques supérieurs à plusieurs dizaines de km², les trois principales sources, la Vaise, la Manoise et le Rongeant captent une grande partie des écoulements du plateau au détriment des cours d'eau qui circulent au cœur du revers : l'Ognon et la Maldite. Cette constatation est nourrie par le bilan calculé sur la Maldite qui évoque une surface participative aux écoulements environ moitié plus grande que sa surface topographique à son exutoire instrumenté. Bien que non équipé hydrométriquement, il est plus que probable que cette configuration soit valable également sur l'Ognon.

Les transferts inter-bassins topographiques sont incontestables mais les surfaces avancées par les bilans le sont toutefois un peu moins. L'utilisation d'un seul cycle hydrologique (2008/2009 pour la Vaise), voire de deux cycles hydrologiques (2007/2009 pour le Rongeant et la Maldite), invite ainsi à considérer les surfaces d'alimentation déduites du bilan hydrologique comme très hypothétiques (figure 5-11). Cette incertitude est renforcée par le

⁶³ Les bilans hydrologiques utilisent des données d'ETR calculées via les bilans hydriques consignés en annexe 5-2.

caractère exceptionnel des précipitations du cycle 2008/2009, elles sont en effet inférieures à la décennale sèche à la station de Gondrecourt-le-Château (annexe 5-1). La surface d'alimentation de la Manoise, calculée sur dix ans de données, apparaît quant à elle moins sujette à réserves.

Tableau 5-2 : Bilan hydrologique des exutoires du Haut-Pays

Exutoire	Période	Q (10 ⁶ m ³ /an)	P (mm/an)	ETR (mm/an)	S _{alimentation} (km ²)
Vaise ⁽¹⁾	2008/2009	13,4	698	490	64,5
Rongeant ⁽²⁾	2007/2009	24,8	800	551	99,5
Maldite ⁽²⁾	2007/2009	13,4	800	551	54
Manoise ⁽³⁾	1999/2009	25,2	1113	613	50

L'ETR est calculée par la méthode du bilan (voir chapitre 2 § 2.2)

Données d'entrée

(1) P et ETP de la station d'Abainville, RU : 50 mm

(2) P et ETP de la station de Cirfontaines-en-Ornois, RU : 50 mm

(3) P de la station de Busson et ETP de la station de Saint-Dizier (1999/2003) et Busson (2003/2009), RU : 50 mm

La zone d'alimentation de la Vaise

L'alimentation de la source de la Vaise se réalise principalement selon une composante SW-NE, en accord avec les résultats des campagnes de traçage. Limitée à l'est par la vallée de la Meuse, il est probable que l'extension occidentale de l'aire d'alimentation dépasse les limites topographiques des bassins des ruisseaux d'Amanty et de Fragnes au détriment de celles de l'Ornain ; les infiltrations des vallées sèches de rive droite de l'Ornain seraient alors captées par la résurgence. Au nord, le ruisseau d'Epiez alimente par des pertes la source de Burey-en-Vaux, ce qui limiterait l'extension de l'impluvium de la Vaise au niveau de l'interfluve entre les ruisseaux d'Amanty et d'Epiez. Au sud, l'absence de drains pérennes en rive gauche du ruisseau des Roises militerait pour un transfert souterrain des eaux d'infiltration de ces régions vers le Nord et la source de la Vaise.

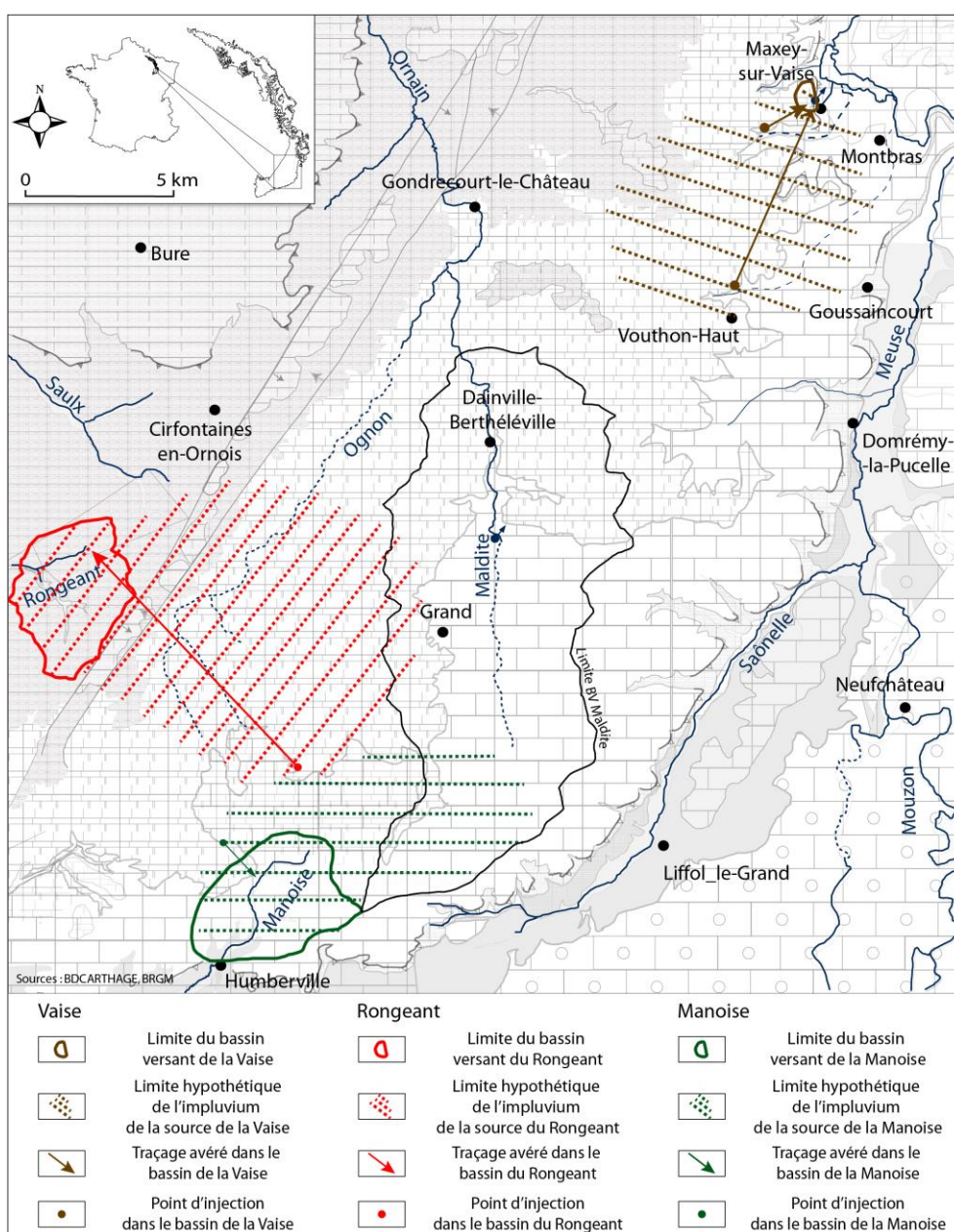
La zone d'alimentation du Rongeant

D'après les campagnes de traçage, les écoulements souterrains se réalisent majoritairement selon une composante d'orientation SE-NO, la partie amont du bassin topographique de l'Ognon constitue la principale zone d'alimentation des émergences.

La zone d'alimentation de la Manoise

L'exokarst du bois de Trampot situé dans le bassin versant de l'Ognon alimente le Rongeant et ne peut donc, d'après les campagnes de traçage, être inclus dans le bassin d'alimentation de la Manoise. Il n'est toutefois pas exclu que l'extrémité septentrionale du bassin de l'Ognon ne soit pas connecté hydrauliquement avec le Rongeant mais qu'il constitue une partie de l'impluvium de la Manoise. La partie amont du bassin versant de la Maldite (en amont de la source du Routeuil), reconnue comme une zone d'infiltration, sans écoulement de surface, constituerait l'extension septentrionale probable du bassin hydrogéologique de la Manoise.

Figure 5-11 : Les bassins d'alimentation hypothétiques des sources de la Vaise, du Rongeant et de la Manoise



Sur la Montagne

Les deux sources de Saint-Julien-lès-Gorze et du Soiron sont (avec les sources romaines de Gorze) les principaux exutoires souterrains de la partie Sud de la région de la Montagne. Contrairement à ce qui a pu être observé dans le Haut-Pays, les principales émergences de cette région drainent des bassins d'alimentation modestes (tableau 5-3 & figure 5-12), de l'ordre de 5 km², plaidant pour une faible organisation des écoulements en drains sur ce secteur.

Tableau 5-3 : Bilan hydrologique des exutoires de la Montagne

Exutoire	Période	Q (10 ⁶ m ³ /an)	P (mm/an)	ETR (mm/an)	S _{alimentation} (km ²)
Aulnois (1)	2003/2008	0,5	799	509	1,8
SJLG (2)	2003/2008	2	840	530	6,5
Soiron (2)	2003/2008	1,7	840	530	5,5

L'ETR est calculée par la méthode du bilan (voir chapitre 2 § 2.2)

Données d'entrée

(1) P de la station de Chambley-Bussières et ETP de la station de Metz, RU : 50 mm

(2) P de la station du Soiron et ETP de la station de Metz, RU : 50 mm

La zone d'alimentation de l'Aulnois

L'absence d'écoulement, constatée au nord de Chambley-Bussières, or épisodes pluviométriques marqués, laisse présupposer une infiltration importante en amont du bassin, au détriment semble t'il des petites nappes perchées. Aussi l'impluvium hypothétique du ruisseau correspondrait à peu près à la partie inférieure du bassin versant topographique, aux réserves sur la fiabilité des débits (émises plus haut) près.

La zone d'alimentation de la source de Saint-Julien-lès-Gorze

En accord avec le pendage général et sa localisation en rive gauche du Soiron, la source de Saint-Julien-lès-Gorze bénéficie sans aucun doute d'apports issus du plateau de Waville qui surplombe l'émergence à l'est. Plus finement, et compte tenu des quelques indices hydrogéologiques, il semble que le bassin d'alimentation de la source soit limité (figure 5-12):

- au nord, par le système de failles dans lequel s'inscrit la couche des marnes à Rhynchonelles qui constitue une barrière latérale imperméable ;

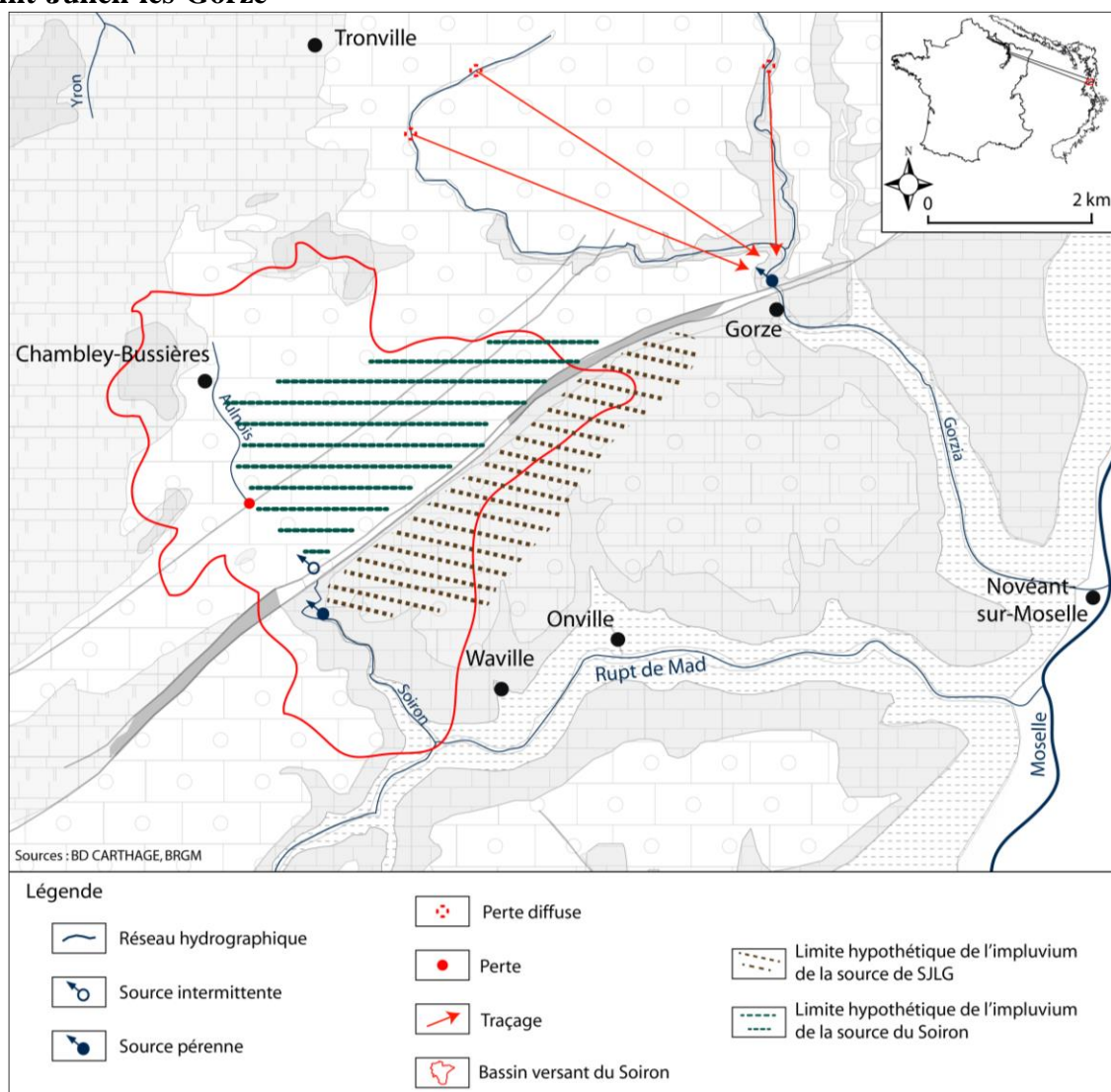
- au sud, par les têtes des vallons d'Onville et de Waville que drainent, en fond de talweg, quelques sources aux débits peu conséquents ;
- la limite orientale de l'impluvium, compte tenu du type d'écoulement (peu ou pas karstifié), correspondrait aux limites hydrogéologiques (déterminées par les directions d'écoulement de la carte piézométrique) ; elle serait située vraisemblablement non loin des limites topographiques du bassin versant du Soiron, aucune observation piézométrique ne permettant plus de précision.

La zone d'alimentation de la source du Soiron

Les eaux de la source du Soiron proviennent pour une partie des pertes du ruisseau de Chambley-Bussières : à la lecture du bilan hydrologique établi sur le ruisseau (tableau 5-3), il apparaît que 1,8 km² sont participatifs à l'écoulement. Aucun apport de surface ne semble s'ajouter aux écoulements entre la station hydrométrique et la perte qui est située à l'aval d'un bassin topographique de 5,4 km², il semble donc, au regard de l'aire d'alimentation estimé pour le Soiron (5,5 km²), que la destination des infiltrations qui concernent les 3,6 km² restant du bassin supérieur de l'Aulnois ne rejoignent sans doute pas la résurgence.

Nous envisageons en revanche, en accord avec le pendage, que le compartiment encadré par le réseau de faille, qui comprend la vallée sèche de l'Aulnois à l'aval de sa perte et une partie de son bassin d'alimentation, alimente la résurgence du Soiron (soit 3,7 km²).

Figure 5-12 : Les bassins d'alimentation hypothétiques des sources du Soiron et de Saint-Julien-lès-Gorze



Sur le Pays-Haut

Le bilan hydrologique proposé (tableau 5-4 & figure 5-13) évalue à 42 km² le bassin d'alimentation du Nanheul réellement participatif aux écoulements, soit une surface tronquée de quelques 16 km² par rapport aux limites topographiques.

Tableau 5-4: Bilan hydrologique de l'exutoire du Pays-Haut

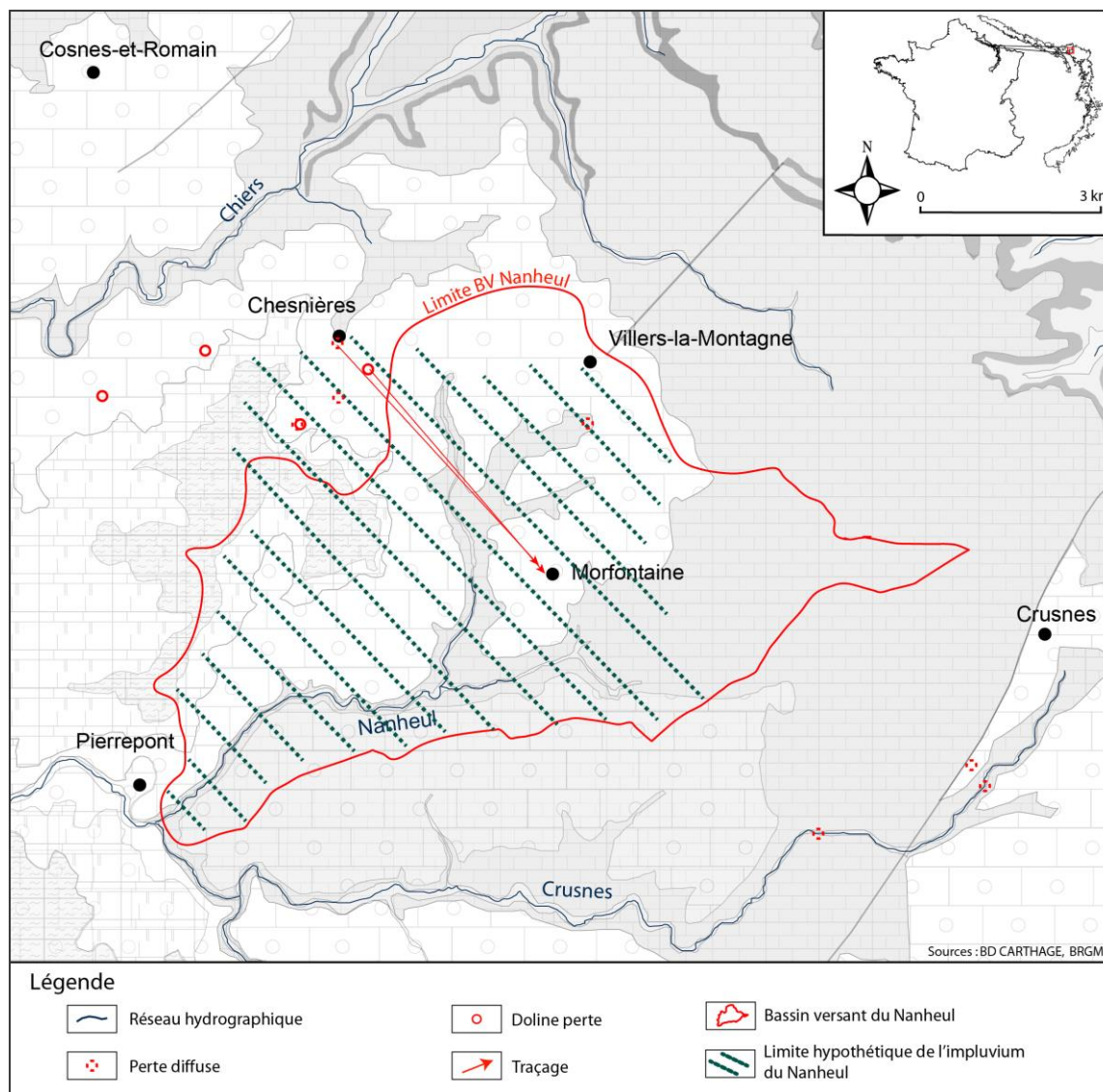
Exutoire	Période	Q (10 ⁶ m ³ /an)	P (mm/an)	ETR (mm/an)	S _{alimentation} (km ²)
Nanheul	2000/2009	12,4	790	497	42

L'ETR est calculée par la méthode du bilan (voir chapitre 2 § 2.2)

Données d'entrée

P de la station de Longuyon et ETP de la station de Metz, RU : 50 mm

Figure 5-13 : Le bassin d'alimentation hypothétique du Nanheul



Deux injections localisées au nord des limites topographiques du bassin versant du Nanheul sont ressorties dans un forage situé dans le village de Morfontaine. Ces expériences attestent d'une connexion hydraulique entre certaines morphologies d'infiltration du secteur de Chesnières et le Nanheul. L'émergence importante (au lieu-dit "les Racrutes") dans la partie inférieure du bassin pourrait constituer l'exutoire de ces phénomènes de pertes. L'indigence

des débits constatée en amont de la principale émergence suggère, quant à elle, une infiltration importante dans la partie supérieure du bassin du Nanheul et une déconnexion hydraulique de cette partie du bassin topographique avec le cours d'eau. Ces constats nous permettent de proposer une délimitation éventuelle du bassin d'alimentation du Nanheul à son exutoire de Pierrepont.

2.2 CONSTATATIONS SUR LES FONCTIONNEMENTS HYDROGEOLOGIQUES

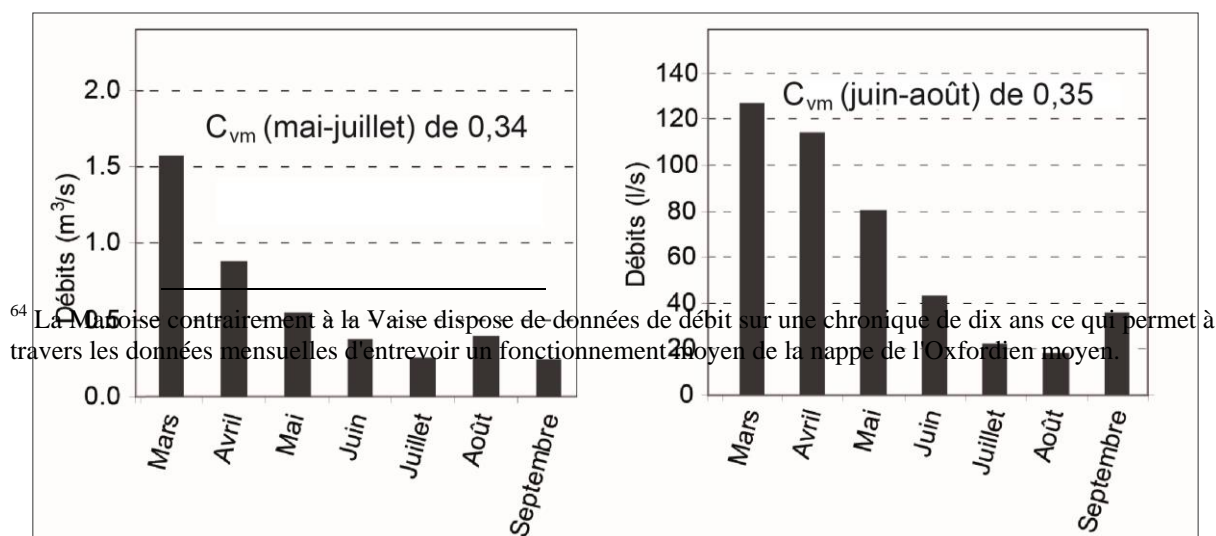
2.2.1 DES VITESSES DE VIDANGE CONTRASTEES

Les rythmes de vidange des aquifères calcaires du Nord-Est de la France sont contrastés et témoignent de la forte hétérogénéité géologique des revers de plateau. Ce constat est bien relayé par l'analyse des fluctuations mensuelles et des coefficients de vidange mensuels (C_{vm}) extraits des régimes hydrologiques. Ainsi il est possible d'apprécier, en période peu ou pas influencé par les précipitations, des rythmes de tarissement bien distincts ; celui, lent et soutenu des nappes dites principales et celui beaucoup plus rapide des nappes secondaires sus-jacentes.

Les vidanges lentes des nappes principales

Sourçant respectivement à la base de l'Oxfordien moyen et du Bajocien moyen et inférieur, la Manoise (au même titre que la Vaise⁶⁴) et la source de Saint-Julien-lès-Gorze présentent des proximités fonctionnelles en période estivale commandées par ces puissantes couches carbonatées. Ces deux exutoires sont ainsi marqués par un tarissement estival moyennement accusé dont témoignent de faibles coefficients de vidange mensuels, de l'ordre de 0,35 (soit 35 % de diminution par mois), et synonyme d'un important soutien d'étiage (figure 5-14).

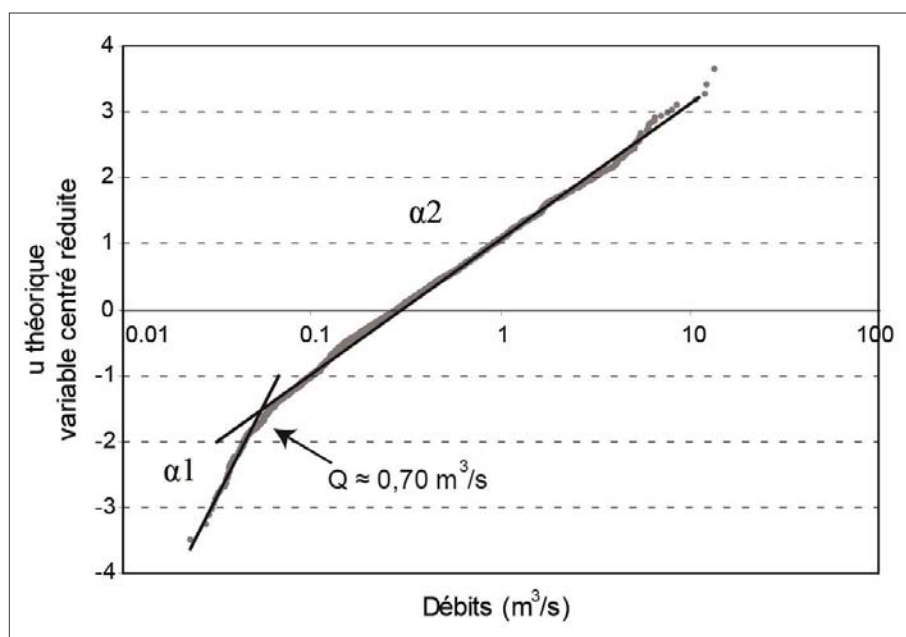
Figure 5-14 : Les débits moyens mensuels (mars-septembre) de la Manoise (à gauche, chronique 2000/2009) et de la source de Saint-Julien-lès-Gorze (à droite, chronique 2003/2008)



⁶⁴ La Manoise contrairement à la Vaise dispose de données de débit sur une chronique de dix ans ce qui permet à travers les données mensuelles d'entrevoir un fonctionnement moyen de la nappe de l'Oxfordien moyen.

La méthode des débits classés, appliquée aux débits de la Manoise permet de corroborer les bonnes dispositions hydrogéologiques de la nappe de l'Oxfordien moyen. Le graphique 5-15 montre une rupture de pente observée pour un débit de $0,70 \text{ m}^3/\text{s}$ qui illustre que chaque début de cycle hydrologique (mois de novembre) est marqué par un apport du cycle antérieur (tableau 5-1).

Figure 5-15 : Les débits classés de la Manoise (chronique 1999/2009)

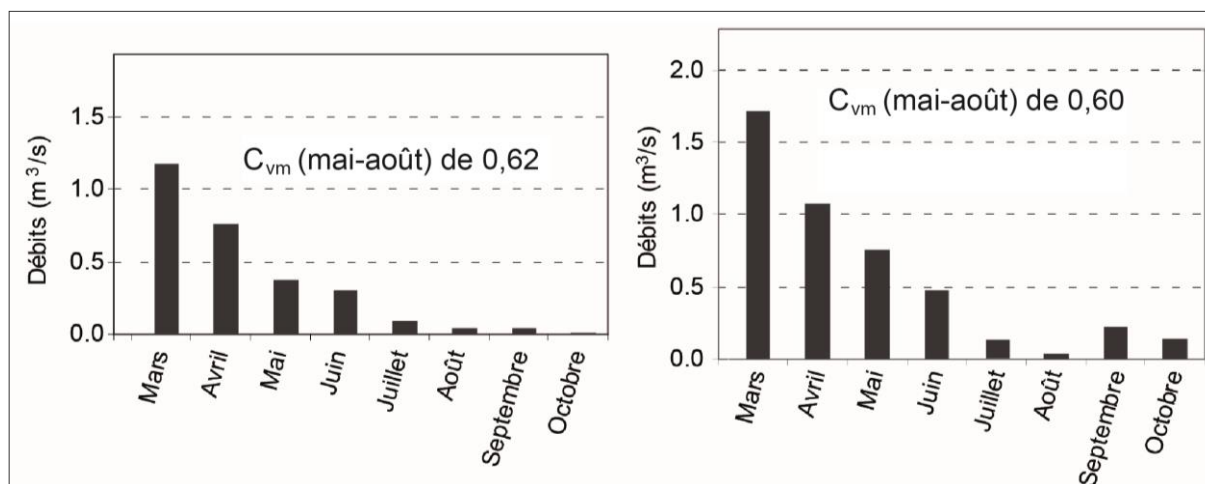


Les vidanges rapides des nappes secondaires

La vidange rapide est caractéristique des cours perchés au dessus de la nappe principale. Sus-jacents à celles-ci, des aquifères secondaires alimentent en période de basses eaux quelques uns des exutoires suivis hydrométriquement. C'est le cas par exemple des strates marno-calcaires de l'Oxfordien supérieur ou du Kimméridgien qui influencent les écoulements de deux exutoires du Haut-Pays : le Rongéant et la Maldite. Ces aquifères secondaires présentent des caractéristiques hydrogéologiques médiocres qui confèrent à ces deux cours d'eau des écoulements indigents en période estivale. L'étude des débits mensuels du Rongéant et de la Maldite sur la période 2007/2009 met en exergue l'incapacité de ces systèmes à soutenir les débits lors de l'été hydrologique. Le fléchissement des débits, sous la commande d'une vidange rapide (C_{vm} de l'ordre de 0,60), est accusé dès que les prélèvements

éapotranspiratoires deviennent conséquents, l'étiage est très sévère en période estivale (figure 5-16).

Figure 5-16 : Les débits moyens mensuels (mars-octobre) de la Maldite (à gauche, chronique 2007/2009) et du Rongeant (à droite, chronique 2007/2009)



Un constat tout à fait similaire quant au rythme de tarissement soutenu peut être dressé sur les nappes secondaires du Dogger telle celle qui alimente la source du Soiron : l'Oolithe à *Clypeus Ploti* du Bajocien supérieur. Notons que sur cet exutoire, le tarissement du cours d'eau est total, en lien avec de faibles réserves que lui confère son modeste bassin d'alimentation. A l'échelle du cycle hydrologique, les totaux pluviométriques annuels ainsi que la répartition des précipitations au cours de l'année modifient quelque peu la saisonnalité du fonctionnement de la source. Lors d'un cycle sec, marqué de surcroît par une recharge automnale faible, comme c'est le cas pour l'année 2003/2004⁶⁵, la reprise des écoulements est tardive (mi-janvier) et stoppée dès la fin du mois de mai, l'écoulement est constaté seulement 138 jours. Un cycle comme celui de 2006/2007⁶⁶ marqué par des totaux pluviométriques conséquents et une répartition relativement homogène des précipitations révèle une durée de l'écoulement de 240 jours, soit une reprise des écoulements dès l'automne et une fin en juin (tableau 5-5).

⁶⁵ Cycle sec (à la station de référence de Metz) qui a une durée de retour comprise entre cinq et dix ans,

⁶⁶ Cycle humide (à la station de référence de Metz) qui a durée de retour comprise entre cinq et dix ans.

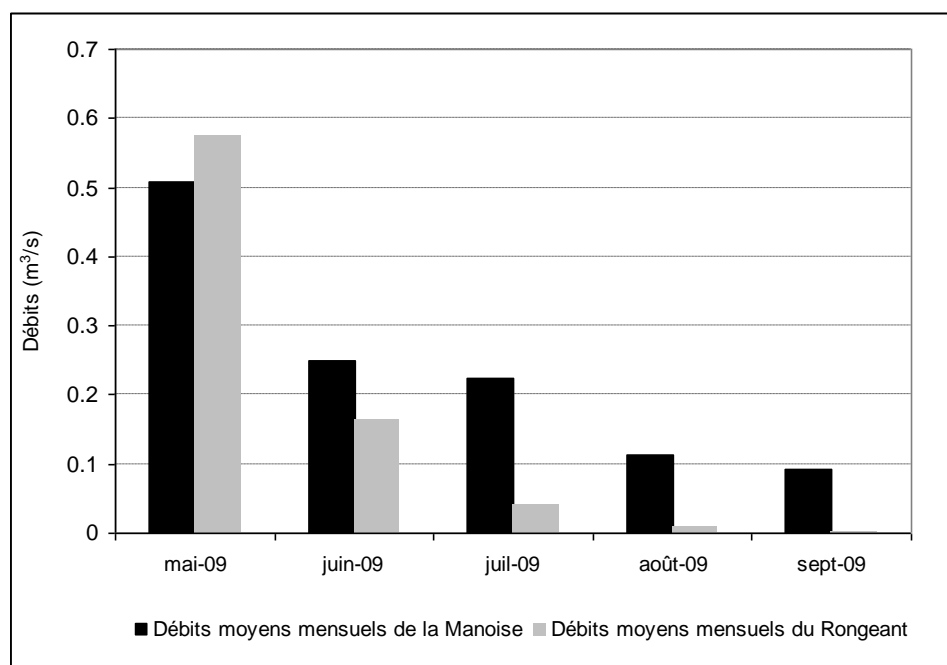
Tableau 5-5 : La saisonnalité des écoulements du Soiron

Cycle hydrologique	Reprise des écoulements	Fin des écoulements	Nombre de jours d'écoulement	Pluviométrie
2003/2004	14/01/2004	31/05/2004	138	Cycle "sec"
2004/2005	22/12/2004	11/06/2005	171	Cycle "sec"
2005/2006	17/12/2005	05/06/2006	170	Cycle "sec"
2006/2007	06/10/2006	03/06/2007	240	Cycle "humide"
2007/2008	08/12/2007	27/06/2008	202	Cycle "moyen"

Synthèse

Afin de s'affranchir des biais qu'imposent des comparaisons entre des fonctionnements sur des échelles de temps différentes, nous proposons une rapide confrontation entre les fonctionnements estivaux de la Manoise (soutenu par l'aquifère principal de l'Oxfordien moyen) et du Rongeant (soutenu par les aquifères secondaires du Kimméridgien) pour la période mai 2009-septembre 2009. Cette comparaison montre, tant en termes de volumes que de tarissement, les dissemblances fonctionnelles entre aquifères principaux et secondaires (dans cet exemple, entre l'aquifère de l'Oxfordien moyen et ceux de l'Oxfordien supérieur) (figure 5-17).

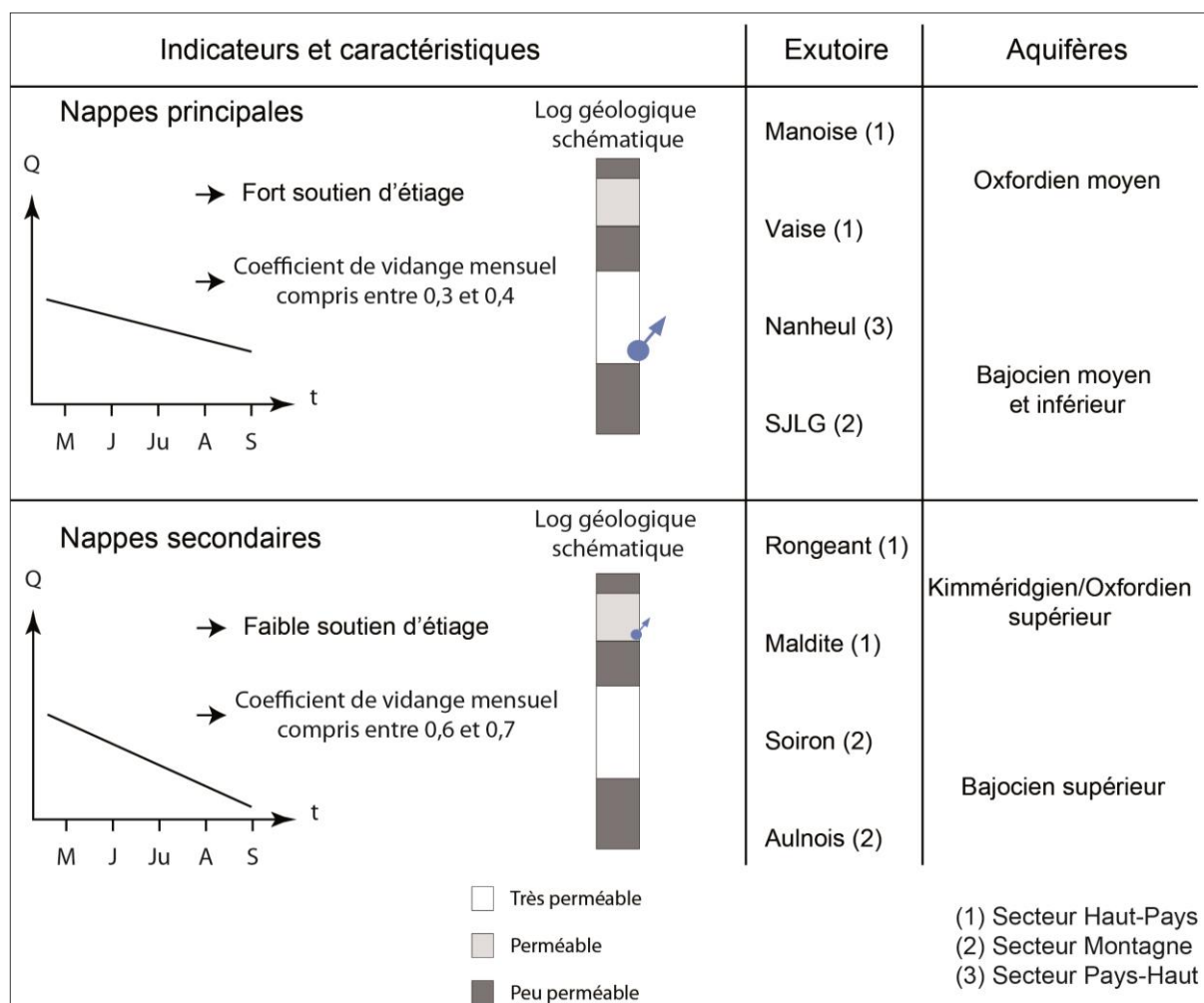
Figures 5-17 : Débits mensuels du Rongeant et de la Manoise (période 05/2009 - 09/2009)



En apparentant, sur les exutoires suivis, le fonctionnement hydrodynamique de basses eaux aux différents aquifères, on remarque (figure 5-18) :

- que les rythmes de vidange des nappes principales sont comparables : Vaise et Manoise pour les couches de l'Oxfordien moyen ou source de Saint-Julien-lès-Gorze et Nanheul pour les couches Bajocien moyen et inférieur présentent des coefficients de vidange mensuels de l'ordre de 0,3 - 0,4 ;
- que les rythmes de vidange des nappes secondaires sont également comparables entre eux ; les coefficients de vidange mensuels de l'Oxfordien supérieur ou du Bajocien supérieur sont de l'ordre de 0,6 - 0,7, indiquant en outre que les vidanges des aquifères secondaires se réalisent deux fois plus rapidement que celles des nappes principales.

Figure 5-18 : Synthèse sur les rythmes de vidange aquifère

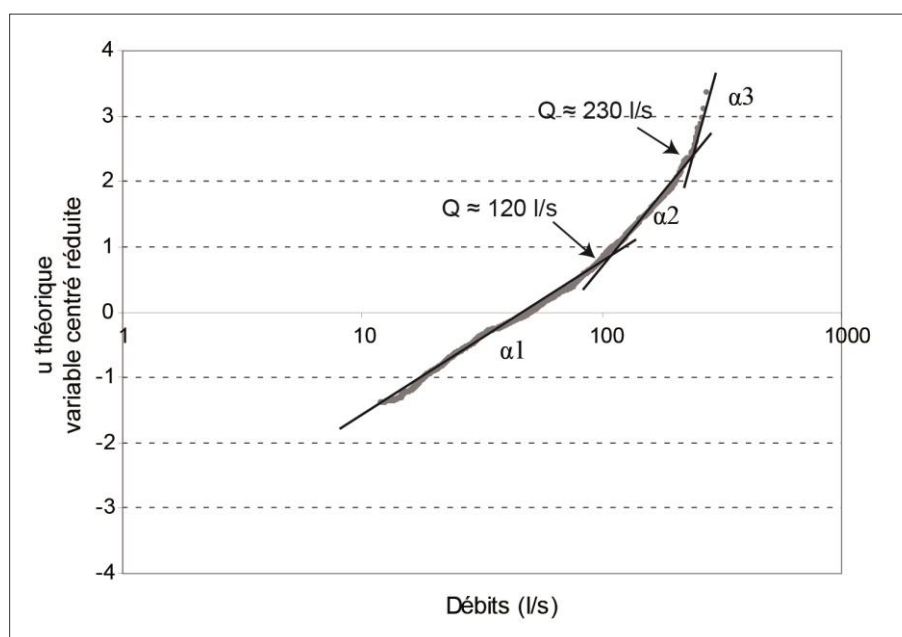


2.2.2 LE STOCKAGE COMPOSITE

Les ajustements statistiques des débits classés présentent, sur la plupart des émergences deux ou trois segments de droite. Ce type de comportement est perceptible sur les exutoires qui sont alimentés par des systèmes aquifères étagés et dans lesquels les eaux se stockent momentanément entre les strates moins perméables. Nous prendrons deux exemples pour illustrer ce phénomène: celui de la source de Saint-Julien-lès-Gorze (aquifère du Dogger) et celui du Rongeant (aquifère de l'Oxfordien).

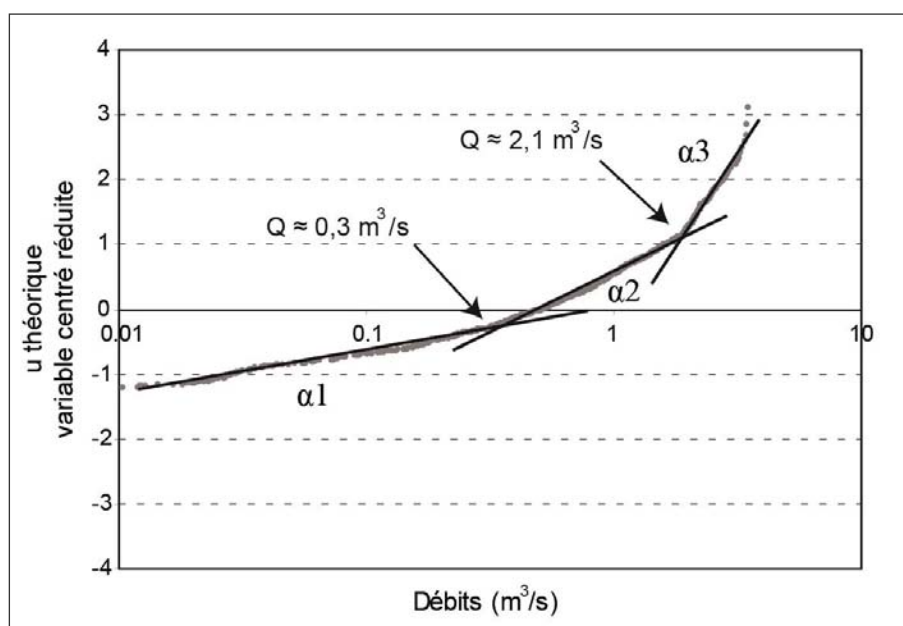
Les débits classés de la source de Saint-Julien-lès-Gorze, pour la chronique 2003/2008, présentent une organisation en trois segments, avec $\alpha_1 < \alpha_2 < \alpha_3$ (figure 5-19). Les deux ruptures de pente (pour des débits respectifs de 120 l/s et de 230 l/s) constituent les témoins probables d'un stockage complexe des volumes infiltrés dans les formations aquifères étagées du bassin. Ainsi, pour les débits supérieurs à 120 l/s, un premier stockage pourrait s'opérer dans le premier niveau aquifère sus-jacent à l'aquifère principale *i.e.* l'aquifère de l'Oolithe de Jaumont ; si l'engorgement est important un deuxième stockage pourrait hypothétiquement s'effectuer dans l'aquifère supérieur des calcaires oolithiques à *Clypeus Ploti*. La drainance étagée pourrait restituer lentement les volumes infiltrés pendant les phases non influencées ce qui semble en accord avec le soutien d'étiage important constaté précédemment.

Figure 5-19 : Les débits classés de la source de Saint-Julien-lès-Gorze (chronique 2003/2009)



Selon l'ajustement des débits classés, la chronique 2007/2009 du Rongeant s'organise en trois segments. La figure 5-20 montre deux ruptures de pente, la première vers $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$, et la deuxième vers $2,1 \text{ m}^3/\text{s}$ avec $\alpha_1 < \alpha_2 < \alpha_3$. Des écoulements du Rongeant, nous savons grâce aux expériences de traçage qu'ils proviennent pour une partie des strates de l'Oxfordien moyen. L'indigence des débits estivaux a pour sa part révélé que les écoulements sont également issus des aquifères secondaires moins capacitifs. La première rupture de pente constatée pour un débit de l'ordre de $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$ peut être liée, compte tenu des considérations précédentes, à la valeur seuil de participation de l'aquifère de l'Oxfordien moyen aux écoulements du Rongeant. En deçà de $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$, le débit à l'exutoire est uniquement influencé par les strates de l'Oxfordien supérieur et du Kimméridgien. La deuxième rupture peut, quant à elle, être interprétée par un stockage momentané de l'eau dans l'aquifère, probablement liée à l'hétérogénéité hydrogéologique de l'impluvium du Rongeant. Ainsi, les eaux qui s'infiltrèrent rapidement au niveau des morphologies exokarstiques du bois de Trampot cheminent dans le sens du pendage des formations récifales de l'Oxfordien moyen et sont, au niveau du plan de failles (réseau de failles de Brouthières-Poisson), "barrées" par les strates moins perméables de l'Oxfordien supérieur. Piégée sous les strates imperméables, les eaux se vidangent par le réseau de failles après avoir traversées sous pression les étages supérieurs peu perméables.

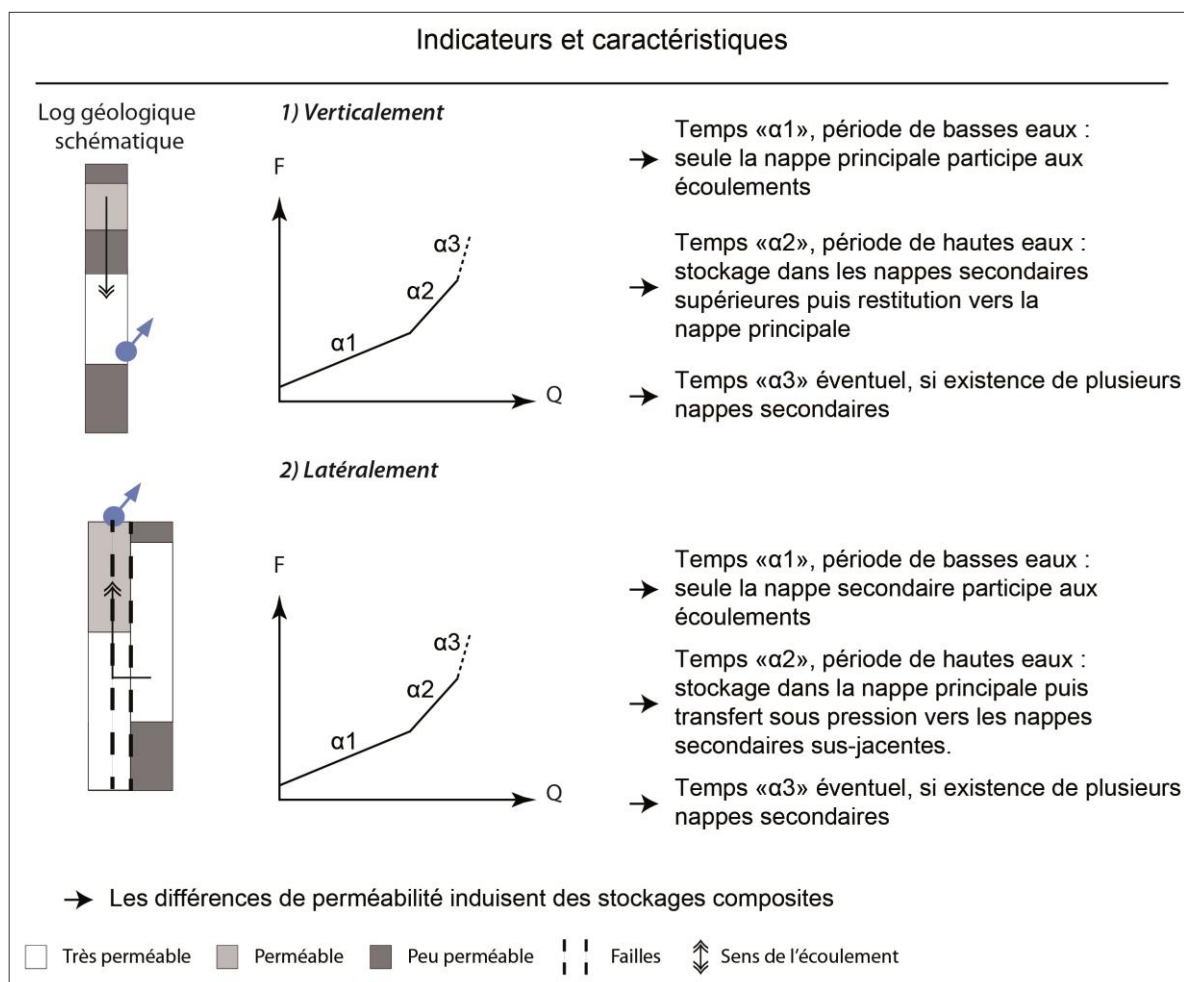
Figure 5-20 : Les débits classés du Rongeant (chronique 2007/2009)



Ces configurations révèlent des différences de perméabilité entre les différentes strates géologiques qui commandent des stockages composites des eaux qui se réalisent, selon les cas,

- verticalement et en accord avec le compartimentage géologique : les nappes secondaires stockent une partie des volumes infiltrés et alimentent par drainance les nappes principales (cas de la source de Saint-Julien-lès-Gorze) (figure 5-21, 1) ;
- latéralement et en accord avec le compartimentage tectonique. : dans cette configuration (cas du Rongeat), l'aquifère principal peut se vidanger par artésianisme au droit des formations qui le recouvrent à la faveur d'un système de failles transmissif (figure 5-21, 2).

Figure 5-21 : Synthèse sur le stockage composite



2.3 LES DIFFERENCES FONCTIONNELLES ENTRE LES EXUTOIRES

Outre certains traits communs qu'imposent aux écoulements les structures aquifères étagées, nous nous proposons à présent de relayer la variabilité fonctionnelle constatée aux droits des exutoires instrumentés. Les analyses corrélatoires et spectrales révèlent ainsi des comportements hydrodynamiques très variés qui permettent de proposer une classification fonctionnelle des systèmes suivis.

2.3.1 LES SYSTEMES TRES INERTIELS ET PEU REACTIFS AUX PRECIPITATIONS : LES SYSTEMES FISSURES

Le type de comportement très inertiel est constaté sur les émergences du Soiron et de Saint-Julien-lès-Gorze dans le secteur de la Montagne (Dogger) mais également sur la Vaise qui se localise dans le secteur du Haut-Pays (Oxfordien) et s'identifie à travers deux types de méthodes : les méthodes corrélatoires et spectrales et la méthode géochimique de distribution des fréquences de conductivité.

Les analyses corrélatoires et spectrales

Les fonctions de corrélation simple des débits des sources de la Vaise, de Saint-Julien-lès-Gorze et du Soiron (figure 5-22) présentent des décroissances lentes et régulières. Les fonctions atteignent la valeur $r_{(k)} = 0,2$, soit le seuil de coupure, au niveau du 70^{ème} jour révélant les importants "effets mémoire" des aquifères drainés par ces différentes émergences (figure 5-22).

L'allure de la fonction de densité de variance (ou spectre simple) renforce le constat sur le caractère supposé inertiel des systèmes (figure 5-23) et permet de le quantifier. Ainsi, les spectres des débits des trois sources font ressortir une influence très longue des évènements pluvieux (temps de régulation d'une cinquantaine de jours) et également une durée minimale nécessaire pour impacter le fonctionnement hydrologique de 20 jours (fréquence de coupure de 0,05).

Figure 5-22 : Exemple d'un corrélogramme simple d'un système très inertielle : la source du Soiron (chronique 10/2003-09/2008)⁶⁷

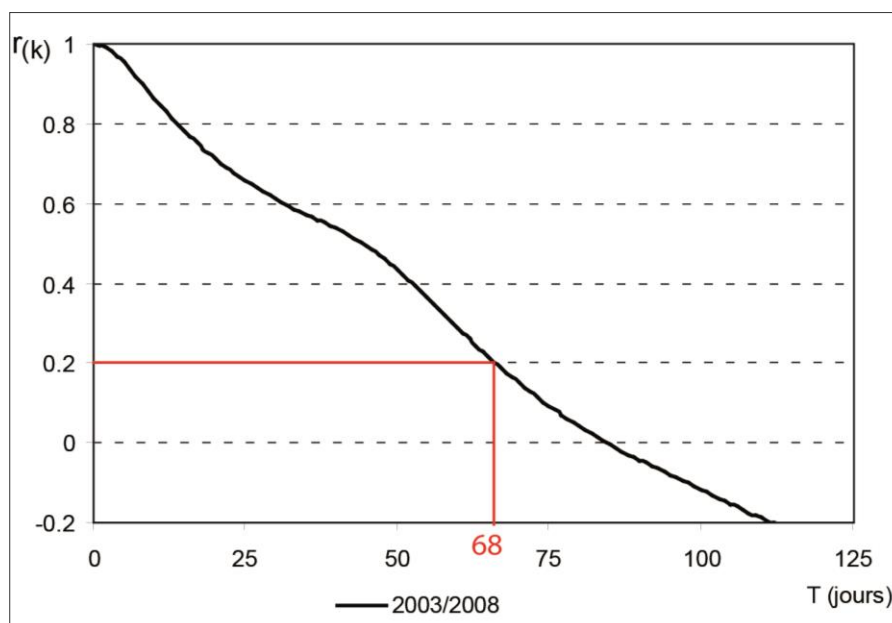
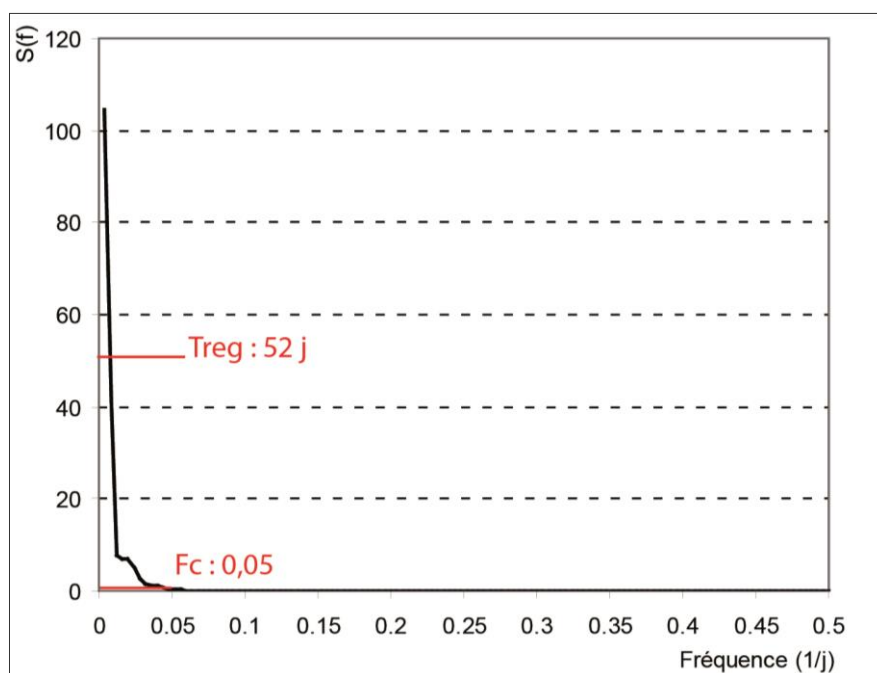


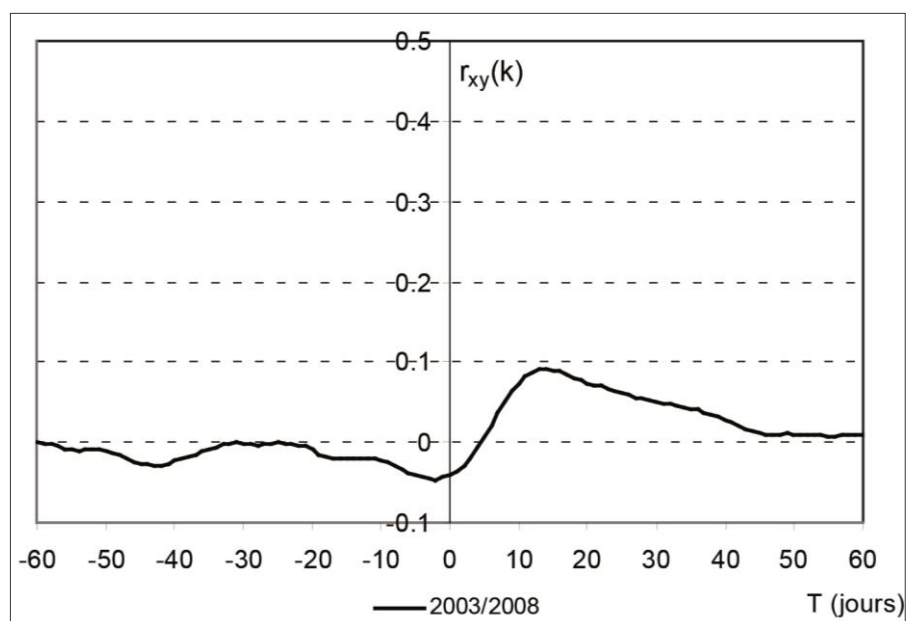
Figure 5-23 : Exemple d'un spectre simple d'un système très inertielle : la source du Soiron (chronique 10/2003-09/2008)



⁶⁷ Afin de ne pas surcharger les figures, le choix a été fait, dans ce chapitre, de présenter un exemple par méthode (corrélative ou spectrale, simple ou croisée) et par type de fonctionnement (système fissuré, karstique et de surface). Les figures obtenues par l'application de ces méthodes, non consignées dans le corps du document en tant qu'exemple, sont présentées en annexe 5-3.

L'allure aplatie des fonctions de corrélation croisée met en évidence l'effet filtre considérable que ces systèmes imposent aux impulsions pluviométriques (figure 5-24). En prenant à titre d'exemple la fonction de corrélation croisée de la source de Saint-Julien-lès-Gorze, il apparaît que la valeur maximale de la fonction est très faible (0,09) et atteint son maximum près de deux semaines après la sollicitation pluviométrique.

Figure 5-24 : Exemple d'un corrélogramme croisé d'un système peu réactif : la source de Saint-Julien-lès-Gorze (chronique 2007/2009)



Les écoulements hypogés qui alimentent ces émergences répondent donc très lentement aux précipitations, élément qui témoigne de l'absence d'organisation des écoulements au sein de ces impluviums. Cette configuration rappelle celle du système de référence Torcal (Mangin A., 1981).

Notons que pour le système Vaise, la valeur maximale du coefficient de corrélation croisé est légèrement plus forte (0,13 pour la Vaise contre 0,09 pour les deux autres émergences) et que le décalage entre réponse hydrologique et impulsion pluviométrique est plus court (8 jours pour la Vaise contre deux semaines pour les deux autres émergences). Ces chiffres peuvent illustrer une réactivité un plus marquée du système Vaise.

En outre un lien entre réactivité du système et contexte pluviométrique annuel semble attesté par les fonctions de corrélation croisée établies cycle par cycle (tableau 5-6). Sur la source du

Soiron (ce constat est identique sur la source de Saint-Julien-lès-Gorze), les coefficients sont plus forts et les temps moins longs lorsque le cycle est humide (2007/2008) ; lorsque les précipitations sont faibles (par rapport à la normale), la déconnexion entre précipitations et débits est quasi-totale, le coefficient de corrélation croisé étant alors quasi-nul (2004/2005 ou 2005/2006) (tableau 5-6). Cette réalité hydrodynamique montre que le comportement aquifère est lié à l'état du système (essoré ou saturé) et témoigne du rôle des recharges hivernales efficaces.

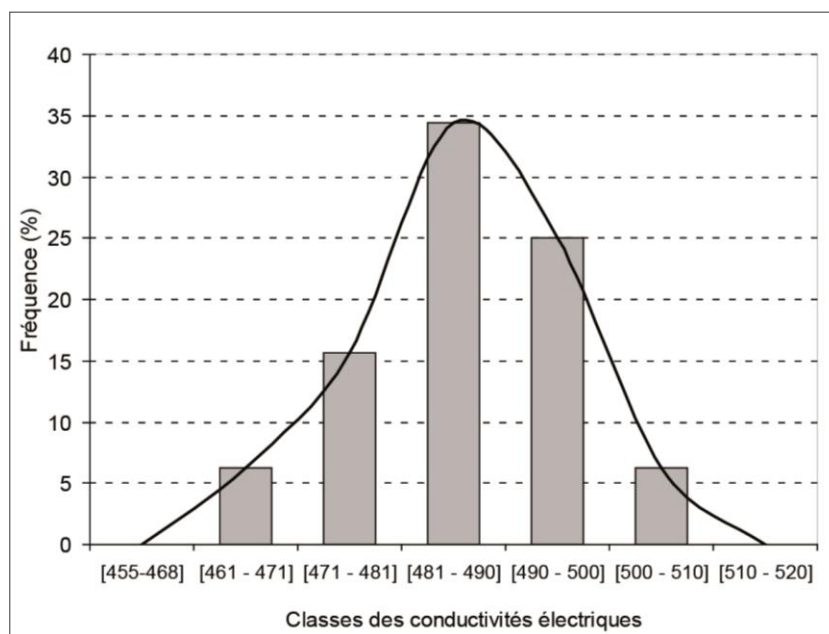
Tableau 5-6 : Coefficient de corrélation croisée maximum cycle par cycle entre les précipitations de la station pluviométrique du Soiron et les débits de la source du Soiron (chronique 10/2003-09/2008)

	Pluviométrie (mm)	$R_{(xy)k}$ maximum	
2003/2004 (s+)	811	0.16 le 11 ^{ème} jour	(h+) : cycle très humide (5 ans < temps de retour < 10 ans)
2004/2005 (s)	761	0.02 le 20 ^{ème} jour	(h) : cycle humide (temps de retour inférieur à 5 ans)
2005/2006 (s+)	734	0.05 le 12 ^{ème} jour	(s) : cycle sec (temps de retour inférieur à 5 ans)
2006/2007 (h+)	981	0.06 le 12 ^{ème} jour	(s+) : cycle très sec (5 ans < temps de retour < 10 ans)
2007/2008 (h)	916	0.14 le 14 ^{ème} jour	Les tendances annuelles humides/sèches sont données à titre indicatif. Elles se réfèrent à celles calculées au poste pluviométrique de Metz-Frescaty et ne correspondent pas forcément à celle du poste pluviométrique de référence du bassin.
2003/2008	841	0.09 le 14 ^{ème} jour	

La distribution des fréquences de minéralisation

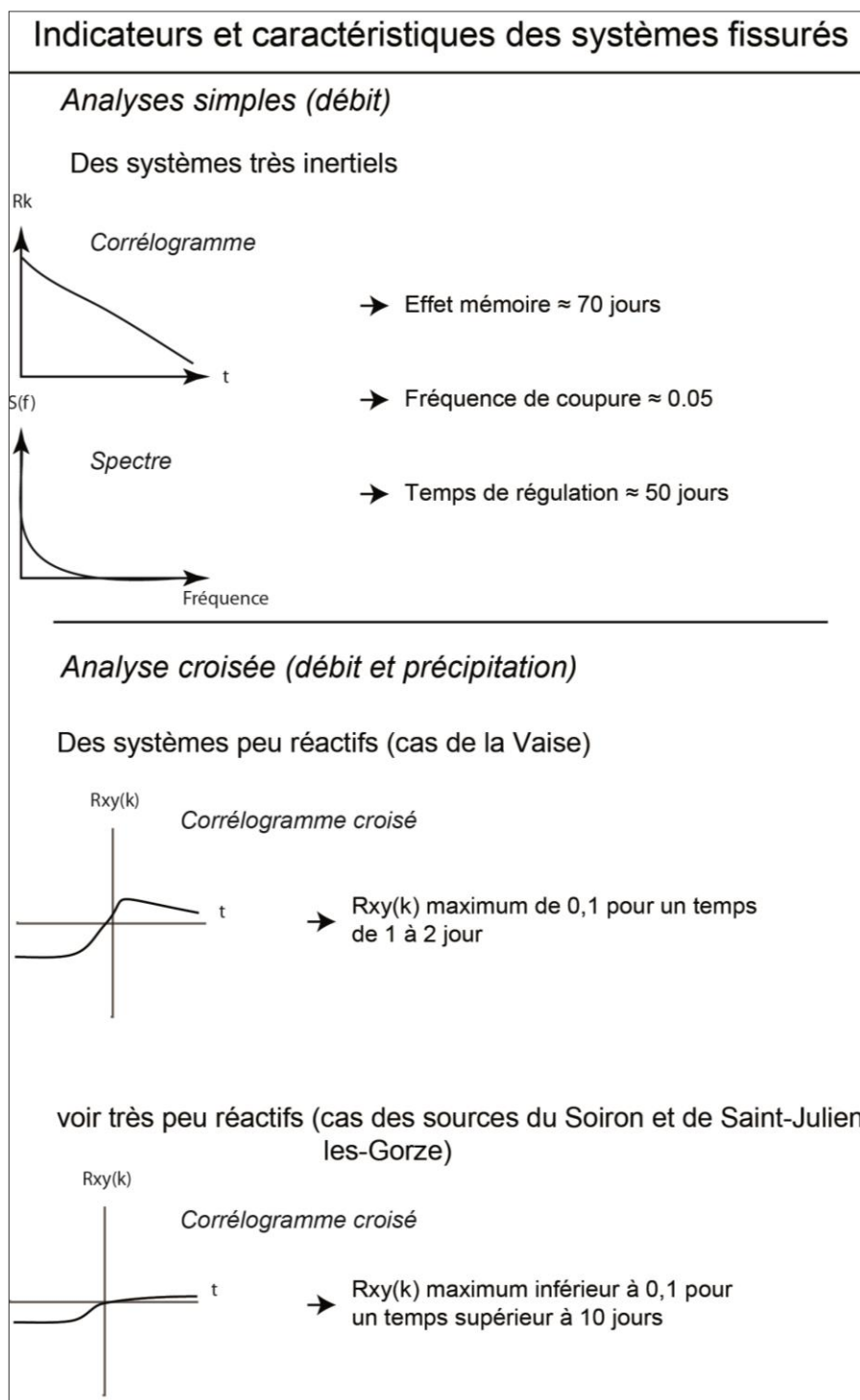
Le comportement est également lié à l'homogénéité géochimique. L'allure des courbes de distribution de la minéralisation des trois émergences (l'exemple illustratif est celui de la source de Saint-Julien-lès-Gorze, figure 5-25) corroborent ainsi les résultats précédents et illustrent l'homogénéité géochimique des eaux qui circulent au sein des aquifères drainés par ces sources. Les eaux recueillies aux trois exutoires présentent des gammes de conductivité très proches et témoignent de l'unicité des conditions d'écoulement et ceci quelque soit le contexte hydrologique.

Figure 5-25 : Distribution des fréquences de conductivités électriques au droit d'un système fissuré : la source de Saint-Julien-lès-Gorze (cycle hydrologique 2007/2008)



Les sources de la Vaise, du Soiron et de Saint-Julien-lès-Gorze présentent comme caractère commun d'être des milieux de bas plateaux hydrologiquement peu fonctionnels. Les résultats issus des analyses corrélatoires et spectrales permettent ainsi de proposer des indicateurs synthétiques qui relaient ce type de comportement (figure 5-26) (configurations 1 et 2, cf. conclusion Partie 1).

Figure 5-26 : Synthèse sur les systèmes fissurés des bas plateaux calcaires du Nord-Est de la France



Si l'appartenance de la source de Saint-Julien-lès-Gorze à une telle classe était en partie prévisible en raison de son alimentation unimodale facilement identifiable (pas de morphologies d'infiltration rapides sur le plateau qui domine la source), il en est autrement pour les deux autres systèmes :

- pour le système de la Vaise, nous ne soupçonnions pas un tel comportement et ceci pour plusieurs raisons : (i) présence dans le secteur de l'émergence des couches de l'Oxfordien supérieur (couverture), (ii) caractère spectaculaire de la source, (iii) résultats des campagnes de traçage qui avaient révélés des vitesses de circulation de plus de 200 m/h.

Les pertes localisées dans les ruisseaux d'Amanty et de Fragnes qui avaient servies de points d'introduction aux traceurs n'ont pu être identifiés sur le terrain. Nous estimons conséquemment que l'infiltration au sein de cet impluvium est commandée uniquement par des processus lents préjudiciables à l'endokarstification du système ;

- l'impluvium du Soiron, présente une configuration typique d'un karst barré (soit un système perte-émergence dans lequel un aquifère calcaire est cloisonné par des contacts peu perméables qu'autorisent un réseau de failles) ; mais il affiche également les caractéristiques d'un drainage non hiérarchisé, et, de fait une structure non karstique.

Des trois composantes nécessaires à la dissolution des faciès carbonatés, les facteurs mécanique (entraînement par les eaux) et hydrodynamique (gradient hydraulique⁶⁸) ne peuvent être considérés comme les facteurs limitant à l'endokarstification du système du Soiron. Ici, c'est le facteur chimique qui semble compromettre l'établissement d'un réseau organisé ; les faciès oolithiques du Bajocien supérieur de la région de Chambley-Bussièeres sont jugés peu karstogènes car contenant une proportion trop faible d'éléments susceptibles d'être soumis à la dissolution.

2.3.2 LES SYSTEMES INERTIELS ET REACTIFS AUX PRECIPITATIONS : LES SYSTEMES KARSTIQUES

Les systèmes de la Manoise et du Rongeant présentent ces caractéristiques hydrodynamiques.

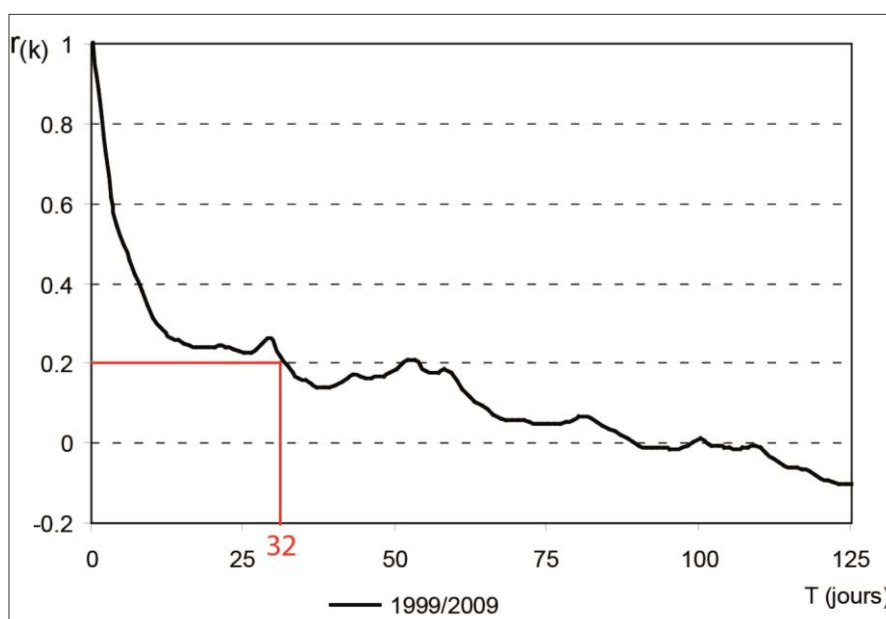
Les analyses corrélatoires et spectrales

La méthode du corrélogramme simple à l'échelle des chroniques, 1999/2009 pour la Manoise, 2007/2009 pour le Rongeant, attribue à ces deux systèmes un effet mémoire d'environ un mois ; 29 jours pour le Rongeant et 32 jours pour la Manoise (figure 5-27). Les vitesses de décroissance des fonctions de corrélations simples bien que nettement plus accusées sur ces

⁶⁸ Le gradient hydraulique au sein du système du Soiron est de 2 %, valeur haute dans la gamme des gradients hydrauliques de systèmes reconnus comme bien karstifiés (0,52 % pour l'Aroffe, 0,2 % pour la Meuse, 1,5 % pour la Fensch, 0,8 % pour le secteur bois de Trampot-résurgences du Rongeant).

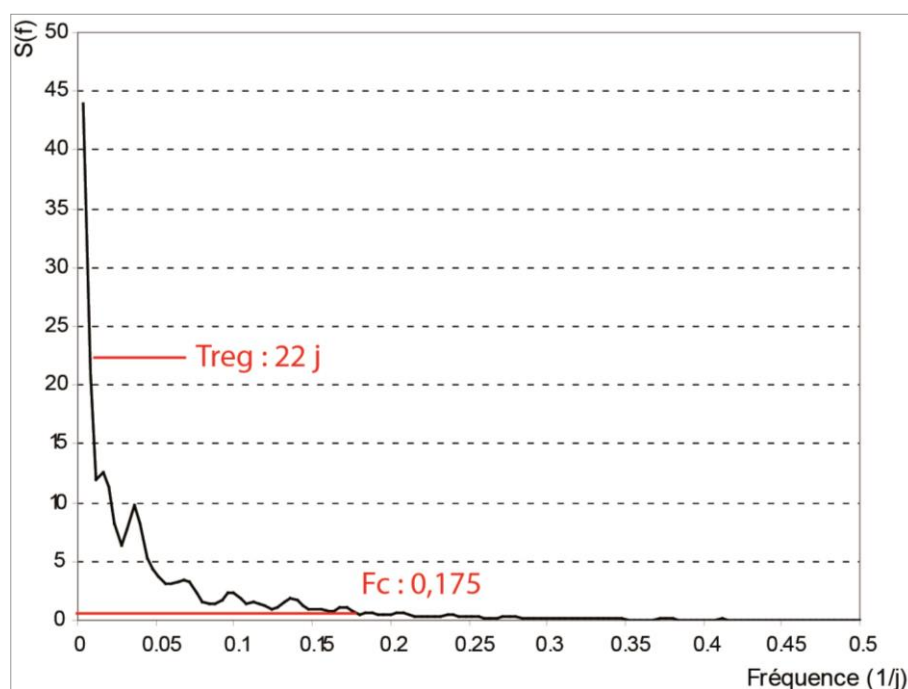
deux émergences que sur les trois précédentes, sont nettement plus faibles que celles observées sur des systèmes de référence (dans les types Aliou ou Baget, l'effet mémoire est respectivement de 5 et 10-15 jours) ; Rongean et Manoise présentent une certaine inertie que l'on attribue à la capacité des deux systèmes à emmagasiner des volumes d'eau conséquents et à les restituer progressivement.

Figure 5-27 : Exemple d'un corrélogramme simple d'un système inertiel : la Manoise (chronique 1999/2009)



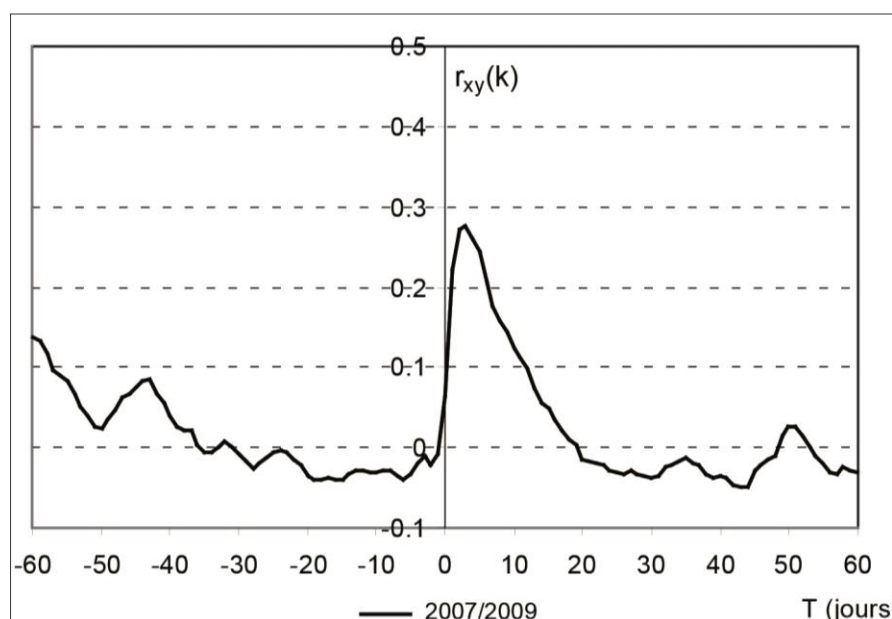
Les spectres de densité de variance des débits de la Manoise et du Rongean traduisent également l'effet filtre imposé par les systèmes sur le message "précipitations". Les analyses montrent que pour avoir un impact significatif sur les débits, la durée des événements pluvieux doit être de l'ordre de la semaine : fréquence de coupure de 0,175 (6 jours) pour la Manoise (figure 5-28) et de 0,14 (7 jours) pour le Rongean ; en deçà les systèmes filtrent l'information pluie. Le temps de régulation déterminé grâce au spectre indique que les événements pluvieux ont une durée d'influence de 20 jours sur les deux systèmes.

Figure 5-28 : Exemple d'un spectre simple d'un système inertiel : la Manoise (chronique 1999/2009)



Les fonctions de corrélation croisée montrent sur les deux émergences un pic bien individualisé qui apparaît le 2^{ème} jour, les valeurs maximums du coefficient de corrélation croisée sont pour le Rongean (figure 5-29) et la Manoise, respectivement de 0,28 et de 0,39. Ces deux systèmes sont réactifs aux précipitations et tous deux sont marqués par une bonne fonction transmissive et un drainage efficient du système.

Figure 5-29 : Exemple d'un corrélogramme croisé d'un système réactif : le Rongean (chronique 2007/2009)



Les fluctuations cycle par cycle des fonctions de corrélation croisée montrent que l'allure de la relation pluie-débit est fortement dépendante de l'état de remplissage de l'impluvium ; la comparaison entre les cycles 2007/2008 (humide) 2008/2009 (très sec) témoigne d'une réactivité accrue lorsque le système est bien alimenté (tableau 5-7).

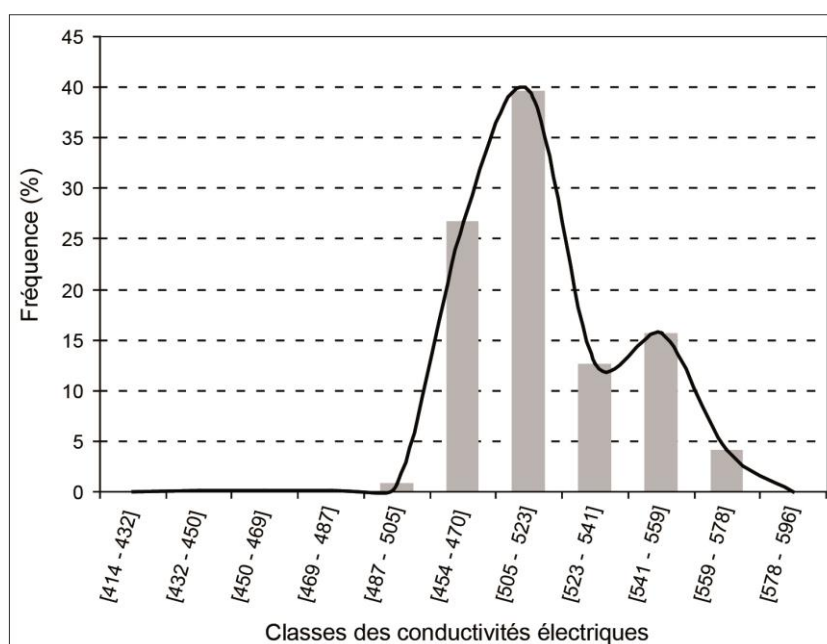
Tableau 5-7 : Coefficient de corrélation croisée maximum cycle par cycle entre les précipitations de la station pluviométrique de Cirfontaines-en-Ornois et débits du Rongeat (chronique 11/2007-10/2009)

	Pluviométrie (mm)	$R_{(xy)k}$ maximum	(h) : cycle humide (temps de retour inférieur à 5 ans) (s+) : cycle très sec (temps de retour supérieur à 10 ans)
2007/2008 (h)	949	0.31 le 3 ^{ème} jour	Les tendances annuelles humides/sèches sont données à titre indicatif. Elles se réfèrent à celles calculées au poste pluviométrique de Gondrecourt-le-Château et ne correspondent pas forcément à celle du poste pluviométrique de référence du bassin.
2008/2009 (s+)	653	0.20 le 2 ^{ème} jour	
2007/2009	801	0.28 le 2 ^{ème} jour	

La distribution des fréquences de minéralisation

L'allure de la fonction de distribution des conductivités du Rongeat (figure 5-30) est le pendant géochimique des constats réalisés précédemment : le caractère variable de la minéralisation illustré ici par la bimodalité de la fonction témoigne de l'hétérogénéité des eaux et atteste également de la karstification du système.

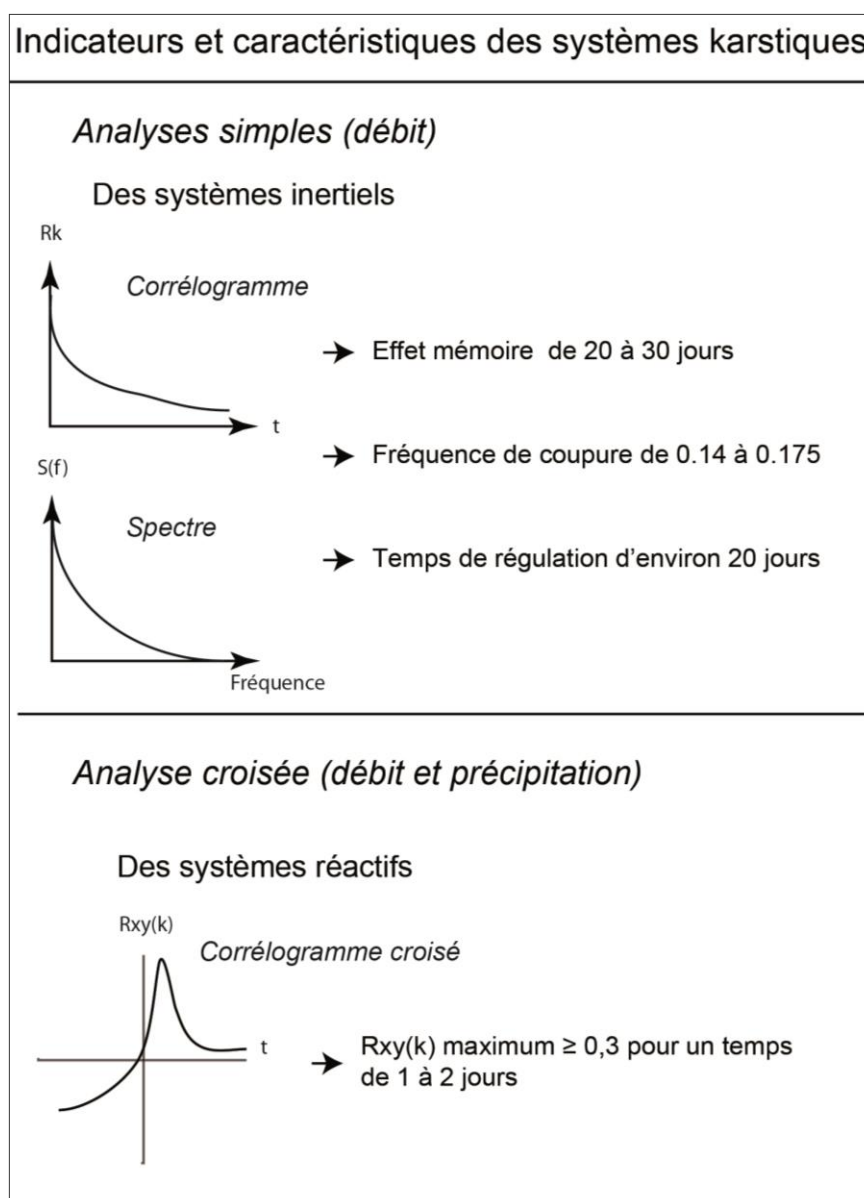
Figure 5-30 : Distribution des fréquences de conductivités électriques au droit d'un système karstique : la source du Rongeat (cycle hydrologique 2008/2009)



Contrairement aux émergences considérées comme très inertiels et à faible réactivité, le Rongeant et la Manoise présentent des comportements hydrodynamiques à travers lesquels on identifie un réseau de drains dont la réactivité aux impulsions pluviométriques traduit l'importance. Ces comportements témoignent également de structures de drainage moins perméables qui confèrent à ces deux systèmes un fonctionnement marqué par une certaine inertie et dans lesquels l'information pluie est filtrée par les réservoirs souterrains.

Au total, ces deux systèmes qui sont des exemples d'exutoires de front de karstification, présentent des indicateurs de systèmes karstiques de bas plateaux (figure 5-31) (configuration 4, conclusion Partie 1).

Figure 5-31 : Synthèse sur les systèmes karstiques des bas plateaux calcaires du Nord-Est de la France



2.3.3 LES BASSINS INFLUENCEES PAR L'ÉCOULEMENT SUPERFICIEL

Les résultats issus des analyses corrélatoires et spectrales menées sur les trois bassins connaissant des écoulements superficiels (issus de la surface et des réservoirs de subsurface), Maldite, Aulnois et Nanheul, ne peuvent être, de ce fait, directement comparés avec ceux des émergences souterraines.

Les analyses corrélatoires et spectrales

L'originalité des corrélogrammes simples des trois bassins de surface se révèlent dans les deux segments de droite bien distincts (figure 5-32) :

- un premier segment à la pente accusée ; la rapidité de la décroissance du coefficient d'autocorrélation traduit le caractère aléatoire des débits lorsqu'ils sont influencés par les écoulements de surface et de subsurface ;
- un deuxième segment marqué par une pente beaucoup plus douce que l'on associe à la participation des niveaux aquifères (débit de base). Par ailleurs, la pente de ce deuxième segment est naturellement liée à la taille de l'impluvium (lissage des influences et inerties multiples), le corrélogramme d'un bassin comme l'Aulnois aux dimensions très réduites (2 km²) et aux réserves hydrogéologiques conséquemment modestes atteint la valeur de coupure le 50^{ème} jour. Pour les bassins de la Maldite ou du Nanheul cette valeur n'est atteinte qu'autour du 75^{ème} jour (de l'ordre de 50 km²).

En termes d'analyse spectrale (figure 5-33), on obtient des temps de régulation longs (30-40 jours) et un important effet filtre qui modifie l'information pluie à court terme (fréquence de coupure de l'ordre de deux semaines). A l'instar des émergences souterraines (fissurés ou karstique) les bassins versants de surface présentent une certaine inertie.

Figure 5-32 : Exemple d'un corrélogramme simple d'un bassin de surface : la Maldite (chronique 2007/2009)

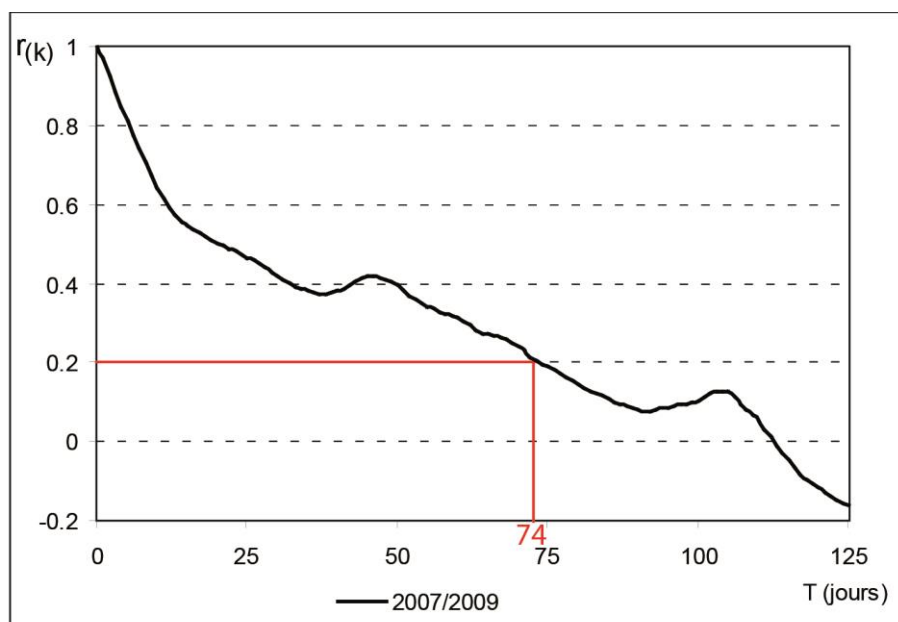
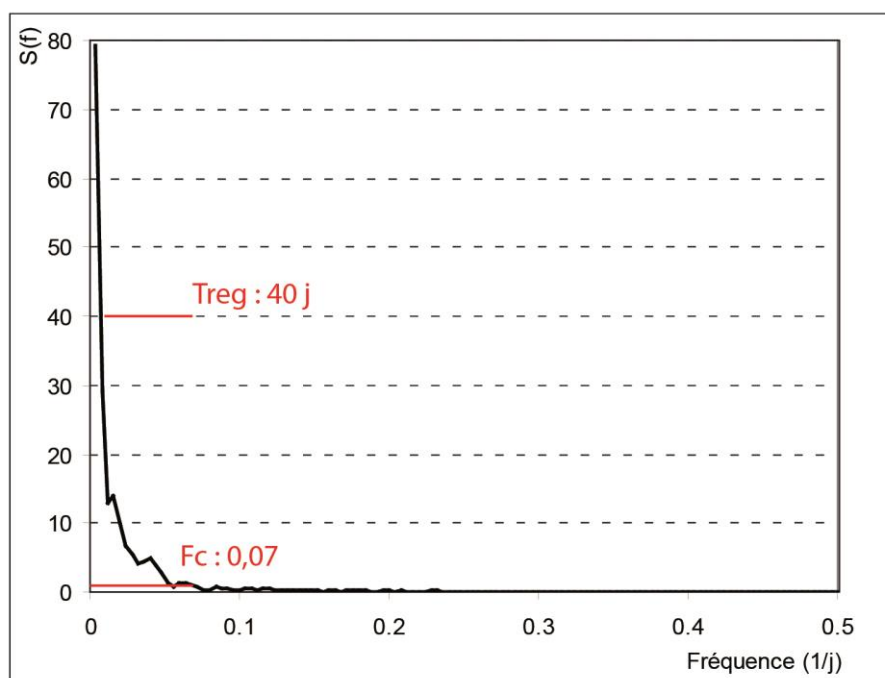
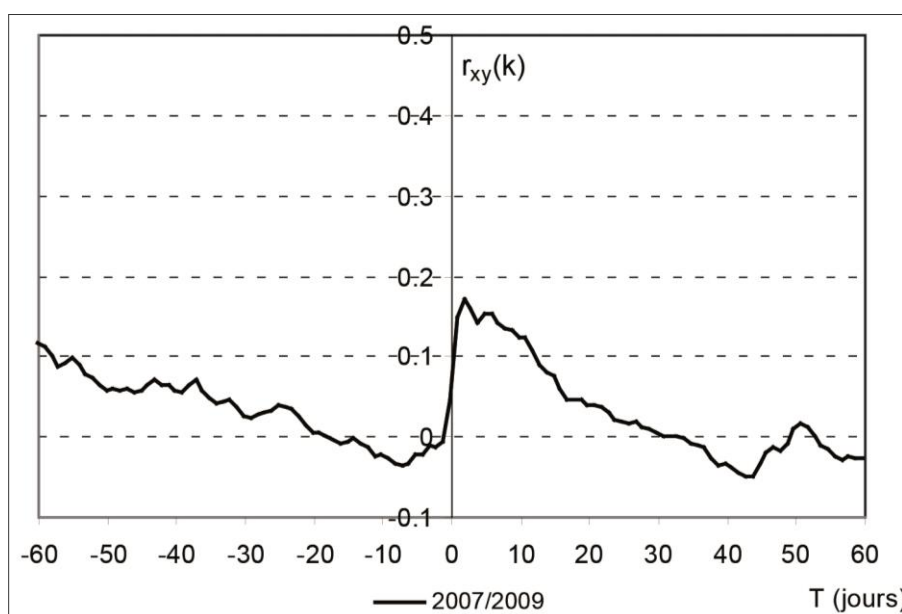


Figure 5-33 : Exemple d'un spectre simple d'un bassin de surface : la Maldite (chronique 2007/2009)



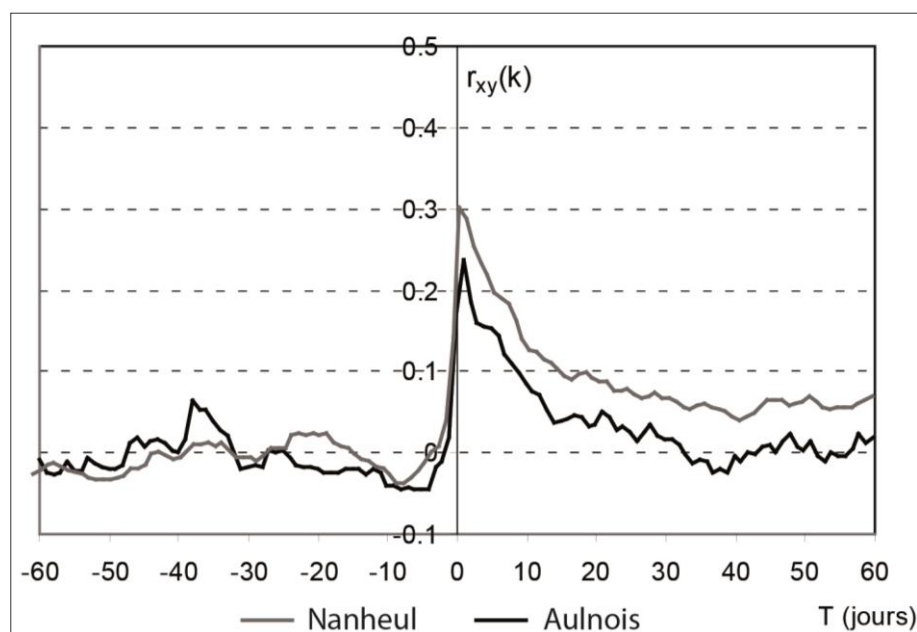
La relation pluie-débit traduite par les fonctions de corrélation croisée est dissemblable entre les trois bassins de surface. Sur la Maldite (figure 5-34), la fonction de corrélation croisée montre un premier pic (le 2^{ème} jour) correspondant à la réaction des compartiments de surface et de subsurface réactifs, suivi d'un deuxième enregistré, le 6ème jour, témoignant d'une mise en charge des réservoirs souterrains plus inertiels, qui se manifestent effectivement à la source du Routeuil. La faible valeur du coefficient $r_{xy}(k)$ maximum, ainsi que l'allure étalée de la fonction, témoignent d'une réactivité composite du système.

Figure 5-34 : Exemple d'un corrélogramme croisée d'un bassin de surface peu réactif : précipitations de la station pluviométrique de Cirfontaines-en-Ornois et débits de la Maldite (chronique 11/2007-10/2009)



Sur l'Aulnois ou sur le Nanheul (figure 5-35), les fonctions de corrélation croisée montrent des pics plus effilées et les coefficients $r_{xy}(k)$ maximums, atteints dès le premier jour, sont plus importants (0,25 pour l'Aulnois et 0,30 pour le Nanheul), illustrant la réactivité de ces bassins aux impulsions pluviométriques. Sur le bassin de l'Aulnois, nous attribuons cette réactivité à la fois à la taille modeste de l'impluvium et à la part qu'y représente le bâti et la voirie : la convergence rapide des écoulements vers l'exutoire instrumenté est accentuée par le réseau de collecte des eaux pluviales. Pour le Nanheul, la relation peu filtrée entre les précipitations et les débits semblent le fait des manifestations karstiques d'émergence (griffons au lieu-dit des Racrutes, tertres émissifs) qui se mettent rapidement en charge à la suite des évènements pluvieux.

Figure 5-35 : Exemple de corrélogrammes croisés de deux bassins de surface réactifs : précipitations de la station de Longuyon et débits du Nanheul (chronique 2000/2009), précipitations du poste pluviométrique de Chambley-Bussières et débits du ruisseau de Chambley-les-Gorze (chronique 2003-2008)

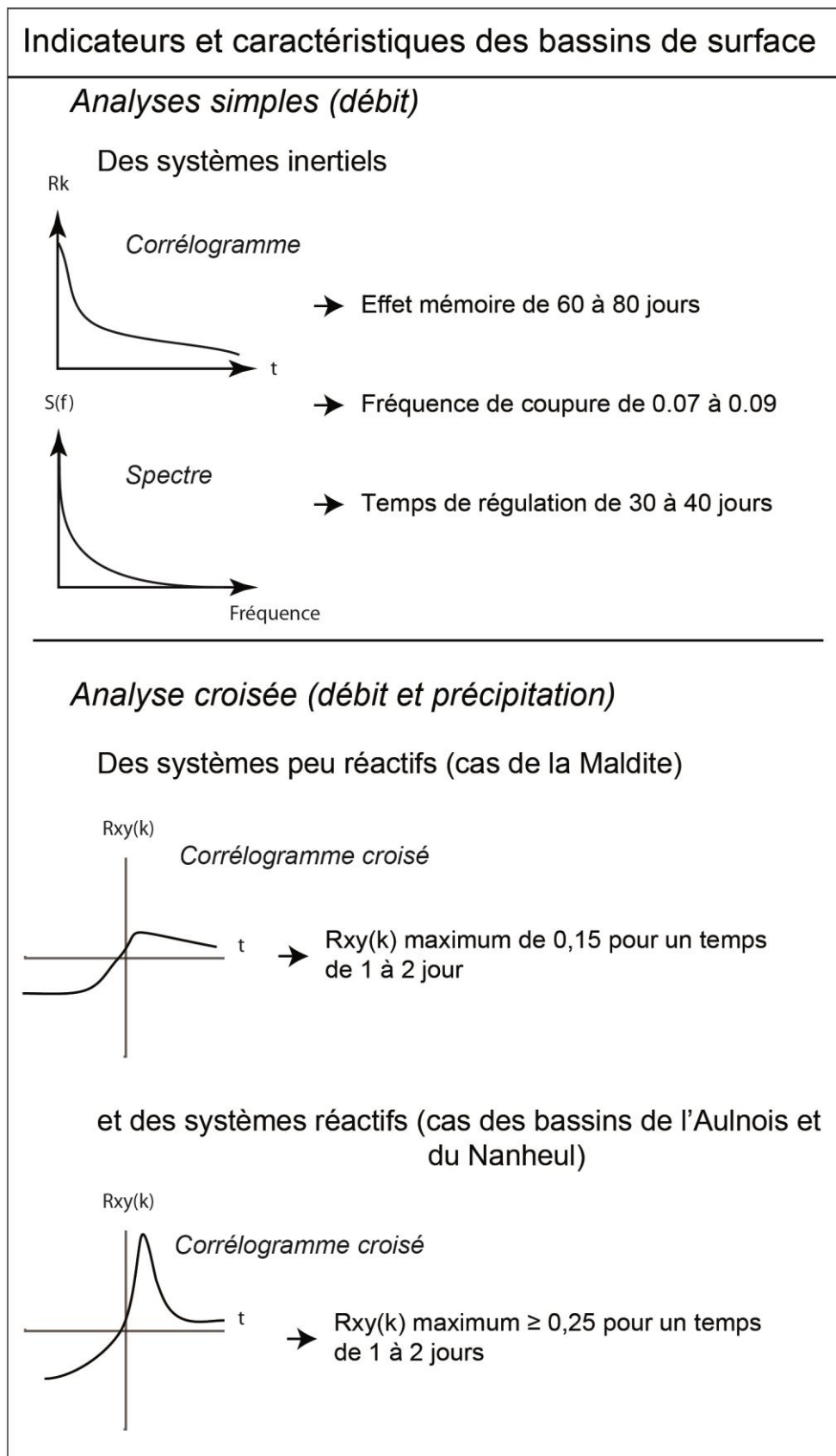


Les indicateurs des comportements observés sur les bassins versants de surface sont assemblés sur la figure 5-36.

Si l'impact des écoulements aériens limite la portée d'une comparaison entre les émergences souterraines et des bassins de surface, il apparaît néanmoins que des proximités fonctionnelles existent entre ces deux catégories, de la façon suivante :

- entre les ruisseaux perchés de l'Aulnois et de la Maldite et les sources drainant les milieux peu ou pas karstifiés : au sein de tous ces systèmes, l'infiltration se réalise de façon diffuse et les réservoirs souterrains sont peu réactifs aux précipitations ;
- entre le ruisseau du Nanheul et les sources drainant les milieux karstifiés : les systèmes qu'ils soient de surface ou souterrain sont marqués par l'influence du karst et notamment des émergences de fond de vallée qui répondent rapidement aux impulsions pluviométriques.

Figure 5-36 : Synthèse sur les bassins de surface des bas plateaux calcaires du Nord-Est de la France


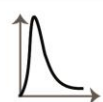


CONCLUSION DU CHAPITRE 5

A l'échelle des systèmes hydrologiques des bas plateaux calcaires, les paramètres conjoncturels (relatifs aux précipitations, à leur répartition, à leur intensité) sont considérés peu différenciatifs car relativement homogènes à l'échelle du domaine d'étude. L'unicité de chaque système est donc garanti par les paramètres structurels que commandent les caractéristiques géologiques et tectoniques de l'aquifère, le degré d'incision des vallées et la structure de la karstification. A travers les profils de fonctionnement (figure 5-37) se dégageant des résultats des analyses des cycles hydrologiques aux exutoires suivis, il a été montré que l'unicité structurelle de chaque système ne se traduit pas hydrodynamiquement ; au contraire, les indicateurs permettent des regroupements. Au sein des aquifères calcaires du Nord-Est de la France, deux comportements hydrogéologiques principaux ont été observés (tableau 5-8) :

- un comportement de milieu fissural où les précipitations sont fortement filtrées par le système : la durée de l'impulsion pluviométrique importante doit être importante pour impacter les écoulements (20 jours environ), mais l'influence des précipitations sur les systèmes est très longue (50 jours environ) ; l'hydrogramme type présente une allure aplatie ;
- un comportement de milieu karstique où les précipitations sont moins filtrées par le système : la durée de l'impulsion pluviométrique nécessaire pour influencer notablement les débits est relativement courte (10 jours) mais son influence sur l'hydrogramme est assez brève (20-30 jours) ; l'hydrogramme type affiche un pic accusé un ou deux jours après un épisode pluvieux.

Tableau 5-8 : Synthèse sur les comportements observés au droit des exutoires des bas plateaux calcaires du Nord-Est de la France

Exutoire	Proximité fonctionnelle avec un système caractéristique	Effet mémoire	Fréquence de coupure	Temps de régulation	Réponse impulsionnelle
SJLG Soiron Vaise	Torcal	Considérable (70 jours)	Très basse (0.05)	50 jours	
Rongeant Manoise	Entre Fontestorbes et Baget	Moyen (20-30 jours)	Moyenne (0.1 à 0.2)	20-30 jours	


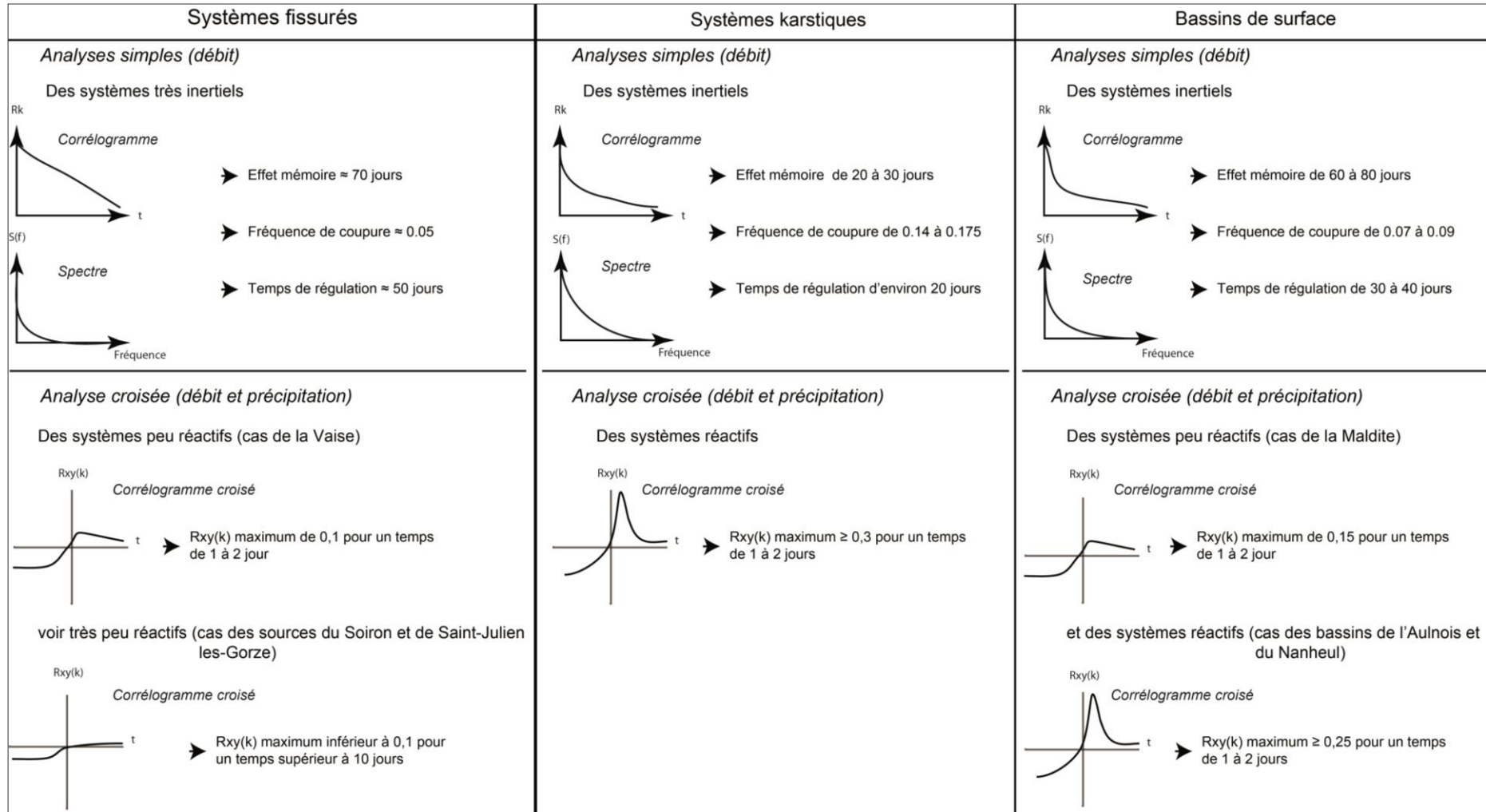


Figure 5-37 : Synthèse sur les systèmes des bas plateaux calcaires du Nord-Est de la France



CHAPITRE 6 : L'ANALYSE A L'ECHELLE DES EVENEMENTS

SOMMAIRE

1 LES METHODES D'ANALYSE A L'ECHELLE EVENEMENTIELLE

1.1 LES "TEMPS" DES EPISODES DE CRUE

1.2 L'ALLURE DE LA FONCTION DE DECRUE

1.3 LES " EAUX " DES EPISODES DE CRUE : LES ANALYSES GEOCHIMIQUES INTERPRETATIVES

2 LES FONCTIONNEMENTS EN PERIODE DE CRUE

2.1 SUR SYSTEMES FISSURES

2.2 SUR LES SYSTEMES KARSTIQUES

2.3 SUR LES BASSINS DE SURFACE

INTRODUCTION DU CHAPITRE 6

Le fonctionnement hydrodynamique en période de crue est régi par le forçage externe des précipitations et le contrôle interne qu'impose la structure de drainage. Observer et analyser les crues revient à "zoomer" sur les caractéristiques de drainage des systèmes suivis et, par conséquent, affiner notre compréhension des circulations d'eau. A travers des temps et des volumes caractéristiques qui illustrent la propagation de l'onde de crue en période de crise hydrologique, c'est l'organisation de la relation pluie-débit au sein des structures de drainages souterrains que nous cherchons à appréhender à une échelle fine.

Les données utilisées pour la caractérisation des crues sont les valeurs de précipitations (journalières) et de débits (journaliers et à pas de temps variables). S'ajoutent à ces variables de base, des mesures ponctuelles de débits (pour certains phénomènes intermittents), des constatations visuelles et des données géochimiques ; ces observations permettent de cerner certains mécanismes difficilement décelables par l'étude des seuls débits aux stations hydrométriques.

Ce dernier chapitre présente d'abord les méthodes que nous avons retenues avant d'analyser les fonctionnements.

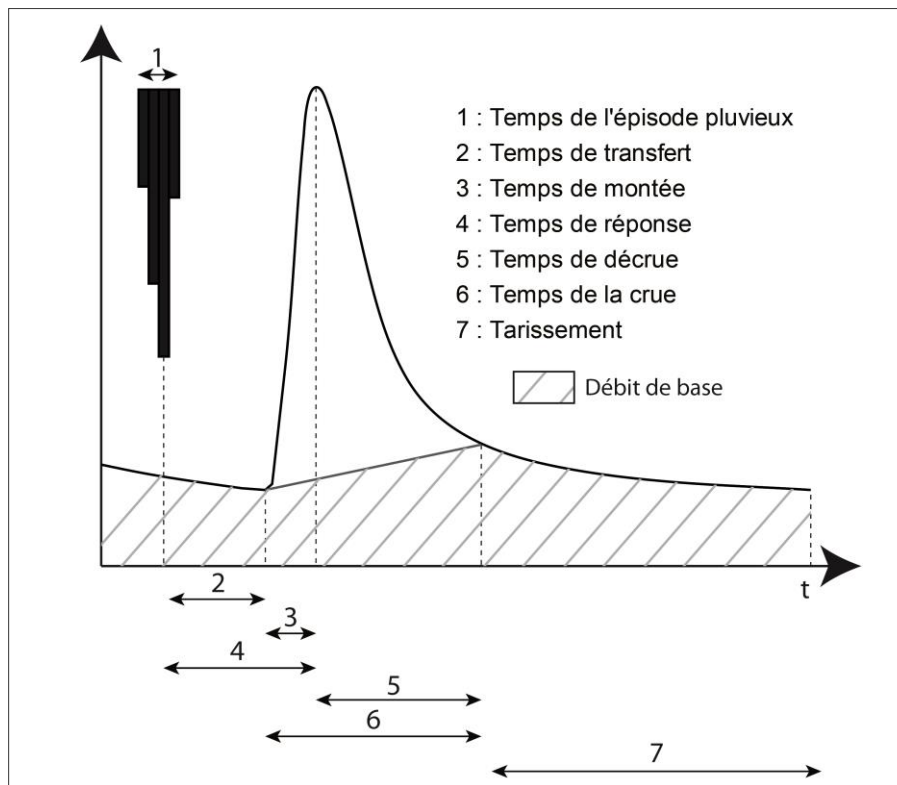
1 LES METHODES D'ANALYSE A L'ECHELLE DE L'EVENEMENT

Trois types de méthodes ont été utilisés pour représenter les écoulements : la première, s'appuyant sur la pluie et l'hydrogramme, caractérise la réponse aux précipitations ; la seconde analyse l'aspect de l'hydrogramme et notamment la décrue pour quantifier le phénomène karstique ; enfin la troisième, à partir des observations géochimiques concrétisent les cheminements de l'eau.

1.1 LES "TEMPS" DES EPISODES DE CRUE

L'étude événementielle, telle qu'elle est envisagée, se fonde sur les temps caractéristiques de l'onde de crue (figure 6-1) et principalement à travers trois d'entre eux , les temps de transfert, de montée et de décrue qui permettent d'individualiser autant de phases caractéristiques au sein des exutoires suivis⁶⁹.

Figure 6-1 : Les temps caractéristiques de l'hydrogramme de crue (selon Ford & Williams, 1989, modifié)



⁶⁹ C'est à partir de ces trois phases que les crues ont été analysées (Phase 1 : phase de transfert. Phase 2 : phase de montée. Phase 3 : phase de décrue).

Le choix a été de fait de sélectionner sur chaque exutoire une crue :

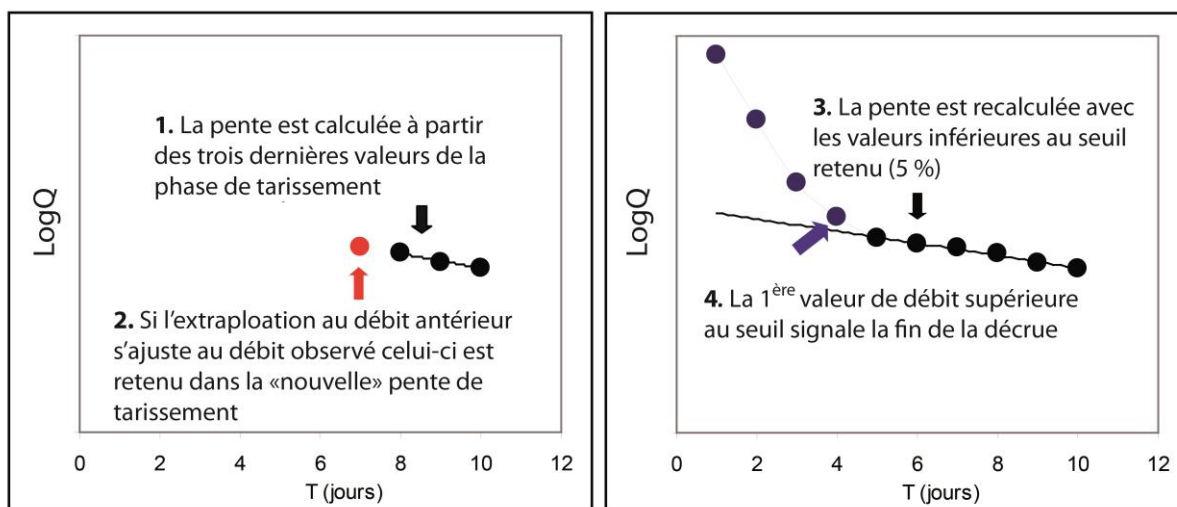
- dans la mesure du possible qui fait suite à une période de tarissement bien individualisée (périodes de diminution du débit supérieures à quelques jours) pour s'affranchir d'apports d'écoulement de crue issus d'événements antérieurs ;
- qui intervient lors de l'hiver hydrologique afin de se prémunir des prélèvements évapotranspiratoires. Nous justifions ce choix par notre volonté d'observer des fonctionnements paroxystiques durant lesquels tous les réservoirs des différents systèmes peuvent être sollicités et qui ne pourraient pas être hydrodynamiquement individualisés en cas d'épisode de crue peu marqué (cas par exemple d'une crue de saison sèche qui affecte un système totalement vidangé).

La difficulté majeure⁷⁰ pour individualiser un épisode de crue est la séparation entre la phase de décrue et celle de tarissement qui lui fait suite. En utilisant les logarithmes des débits, l'hydrogramme de crue est "censé" se diviser en plusieurs segments (*"le passage d'un segment à l'autre témoignant d'une rapidité d'écoulement et donc de changement dans les processus de transfert"* (Cosandey & Robinson, 2000)), ceci n'est pas toujours facilement perceptible via une simple lecture graphique et conduit à une séparation entre ces deux phases laissée le plus souvent à l'appréciation de l'hydrologue.

La méthode initiée par Lang (2007) propose de distinguer décrue et tarissement par une méthode d'extrapolation rétrospective des débits de tarissement. La pente de l'épisode du tarissement est calculée à partir des dernières valeurs de l'épisode (trois selon les conclusions de Lang) puis extrapolée vers les débits antérieurs. Les valeurs de débits qui s'écartent de la droite extrapolée de façon significative (le seuil retenu est un écart de 5%) ne sont pas assimilées à du tarissement mais identifiés comme des débits de décrue (figure 6-2).

⁷⁰ La montée de crue traduite par une augmentation du débit après une phase de tarissement est facilement repérable sur l'hydrogramme.

Figure 6-2 : L'identification des phases de tarissement (selon Lang, 2007, modifié)



Un des éléments interprétatifs dans l'étude des hydrogrammes de crue est la détermination du débit de base participatif à l'écoulement de crue. Ce débit correspond à "la composante de l'écoulement provenant de la vidange des réserves du bassin" (Cosandey & Robinson, 2000). Il est assimilable à un écoulement souterrain aux très faibles vitesses dans les pores du substratum. Source de nombreuses interrogations, de conceptions différentes et de méthodes de détermination variées⁷¹, il ne peut véritablement être estimé⁷² que sur les bassins qui font l'objet, soit d'un suivi hydrogéologique avec des installations piézométriques au niveau de l'interface substrat-lit mineur (zone riparienne), soit d'un suivi géochimique ou isotopique permettant d'individualiser des populations d'eau.

Compte tenu de l'absence de tels suivis (seuls la Vaise et le Rongean ont été suivis géochimiquement, de manière continue, sur un cycle hydrologique), l'évolution du débit de base lors des phases de crue est basée sur une interpolation linéaire simple des débits entre le début et la fin de la crue.

L'estimation du débit de base permet d'identifier sur l'hydrogramme de crue les deux composantes commandées par des vitesses de circulation différentes, la composante souterraine lente qui répond à l'impulsion pluviométrique avec une forte inertie et la composante qui répond plus rapidement à l'impulsion pluviométrique. En hydrologie

⁷¹ Méthodes statistiques (Gamez & Zumstein, 1993), empiriques (Sloto & Crouse, 1996) ou manuelles.

⁷² De nombreux auteurs (Chapman C., 1999 ; Rutledge A.T., 1998) évoquent l'impossibilité totale de déterminer l'évolution du débit de base entre les phases du tarissement.

karstique, on distingue classiquement trois types d'écoulement hypogé : de matrice (primaire, *diffuse flow*), de fissure/fracture (secondaire, *fracture flow*), de conduit (tertiaire, *conduit flow*). A l'exutoire, cette triple porosité définit alors le fonctionnement hypogé (Ford, D, 2011), le débit correspondant à une composition variable de cette origine triple.

La composante lente (débit de base) est assimilée, quel que soit le système à un écoulement souterrain régi par la porosité matricielle du système (porosité primaire).

Selon le système investi, la composante d'écoulement rapide, quant à elle, ne répond pas aux mêmes commandes :

- aux émergences peu ou pas karstifiées (Vaise, Soiron, Saint-Julien-lès-Gorze), elle est liée à un écoulement souterrain dans les discontinuités des systèmes : joints de stratification, diaclases, fissures et fractures qui composent la porosité secondaire de l'aquifère ;
- aux émergences karstifiées (Manoise, Rongean), s'ajoute la porosité tertiaire qui est celle des conduits souterrains ;
- dans les bassins de surface (Nanheul, Aulnois, Maldite), l'écoulement rapide de crue (ERC) provient d'une concentration rapide de l'eau en surface (ruissellement) et subsurface (écoulement hypodermique). Notons que sur les bassins de surface, les phénomènes d'écoulement rapide peuvent être concomitants avec la mise en charge d'émergences karstiques localisées au sein des impluviums : l'écoulement rapide de crue est également lié à des transferts rapides au droit de ces sources.

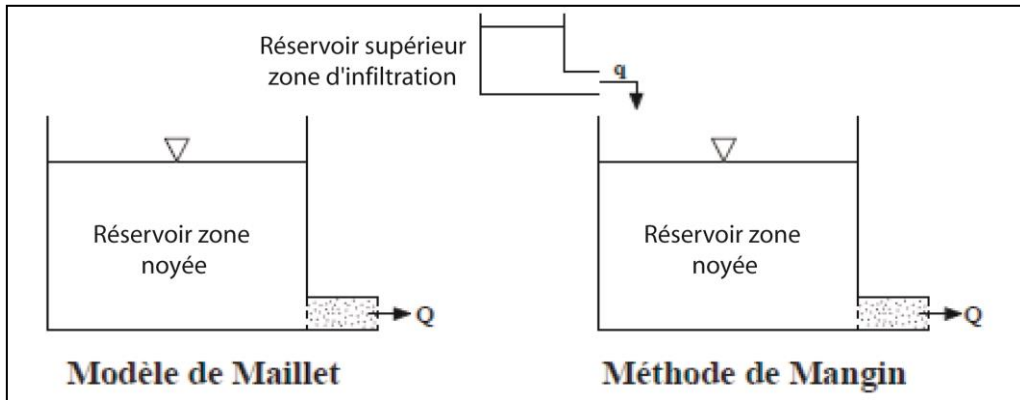
1.2 L'ALLURE DE LA FONCTION DE DECRUE

Sur l'hydrogramme, la décroissance des débits à la suite du maximum de décrue peut être appelée courbe de récession. Celle-ci comprend, selon notre approche précédente, la décrue proprement dite à laquelle succède le tarissement. La décrue elle-même comprend un écoulement provenant plus ou moins directement des précipitations, qui vient s'ajouter au débit de base. Notre objectif ici est de caractériser la décrue parce qu'elle renseigne sur le caractère de l'infiltration. Parmi les méthodes existantes de mise en fonction de la courbe de récession, on peut citer celle de Mangin (1975) et celle de Mansuy (2005, qui utilise une fonction hyperbolique) : nous retenons celle de Mangin, car elle a déjà été largement utilisée et peut permettre des comparaisons avec d'autres systèmes.

Principe de la méthode

Mangin superpose à la zone noyée, dont il représente les écoulements par la loi de Maillet, un réservoir qui traduit la vidange rapide de la zone d'infiltration (figure 6-3). Adaptée aux émergences qui présentent des temps de décrue rapide, la méthode ne pourra conséquemment être utilisée que sur les systèmes reconnus comme karstiques, soit le Rongeat et la Manoise.

Figure 6-3 : Principe des réservoirs superposés de la méthode de Mangin (1975)



La courbe de récession de l'hydrogramme est alors être représentée par deux fonctions différentes qui s'additionnent (figure 6-4). La première fonction $\Psi_{(t)}$ décrit la transmission de l'infiltration. La deuxième fonction $\Phi_{(t)}$ est caractérisée par la fin de l'infiltration et n'exprime que le tarissement de la zone noyée.

$$\text{Le débit total } Q_{(t)} \text{ correspond à : } Q_{(t)} = \Psi_{(t)} + \Phi_{(t)} \quad (14)$$

La fonction de tarissement

La loi utilisée pour décrire la fonction $\Phi_{(t)}$ correspond à la loi de tarissement de Maillet.

$$\Phi_{(t)} = Q_{R0} \times e^{-\alpha t} \quad (15)$$

α : coefficient de tarissement en j-1 ;
 Q_{R0} : débit extrapolé en m³/s de la courbe de tarissement au temps ;
 (t_0) : temps de la pointe de crue.

Elle permet, en outre, le calcul de Q_{R0} pour définir le débit d'infiltration à l'instant de la pointe de crue.

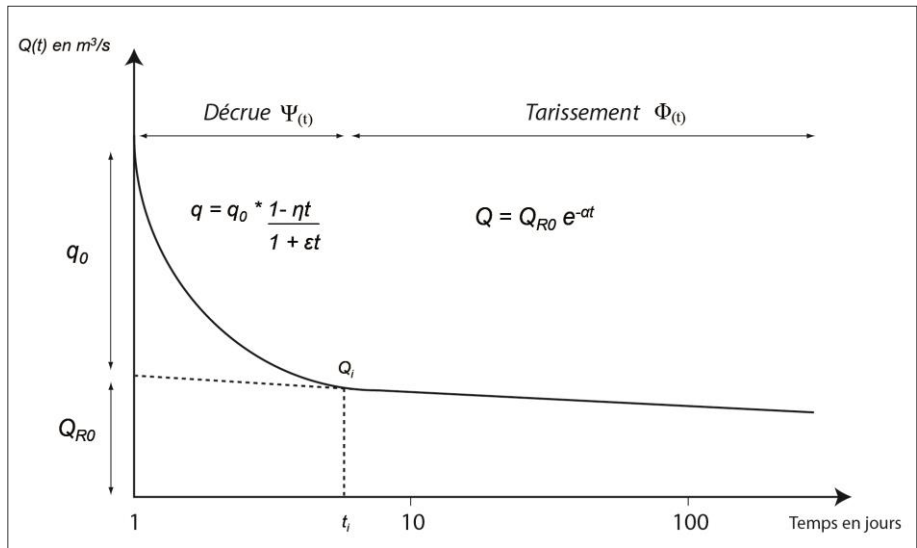
La fonction de décrue

La fonction permettant de décrire la décrue sans le tarissement est une fonction homographe du type :

$$\Psi_{(t)} = q_0(1 - \eta_t / 1 + \varepsilon_t) \quad (16)$$

q_0 : débit d'infiltration à l'instant t_0 (pointe de crue) = $Q_{\max} - Q_{R0}$;
 ε : coefficient d'hétérogénéité d'écoulement ;
 η : coefficient de vitesse d'infiltration.

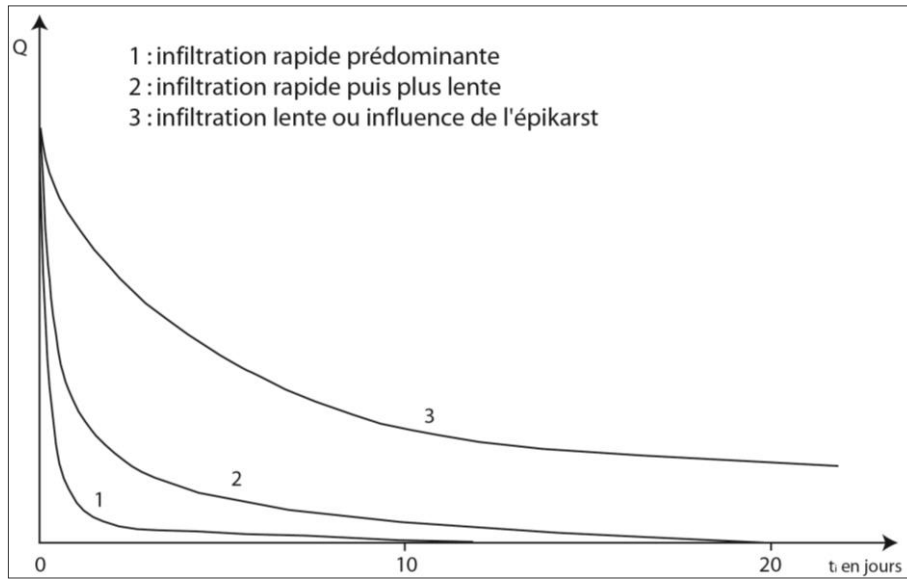
Figure 6-4 : Décomposition de la fonction de récession en fonction des composantes décrue et tarissement (selon Mangin, 1975)



Le coefficient η est donné par la relation : $\eta = 1 / t_i$ et t_i est défini lorsque le tarissement commence ; il varie entre 1 (infiltration rapide) et 0 (infiltration lente).

Le coefficient ε caractérise la concavité de la courbe ; lorsqu'il est élevé (1 à 10), il traduit une décrue très rapide se manifestant graphiquement par une forte concavité. A l'inverse un coefficient ε faible ($< 10^{-2}$), donnant une forme de courbe moins concave, est synonyme d'une décrue lente (figure 6-5).

Figure 6-5 : Allure de la fonction de récession pour trois types d'infiltration (d'après Mangin, 1975)



1.3 LES "EAUX" DES EPISODES DE CRUE : LES ANALYSES GEOCHIMIQUES INTERPRETATIVES

Les méthodes de décomposition des hydrogrammes appliquées aux substrats carbonatés dérivent des méthodes utilisées en hydrologie de surface à partir des années 1960, qui identifient à partir de suivis des paramètres physico-chimiques de l'eau, différents compartiments participatifs à l'écoulement de crue (figure 6-6). Ces méthodes de décomposition sur les hypothèses suivantes :

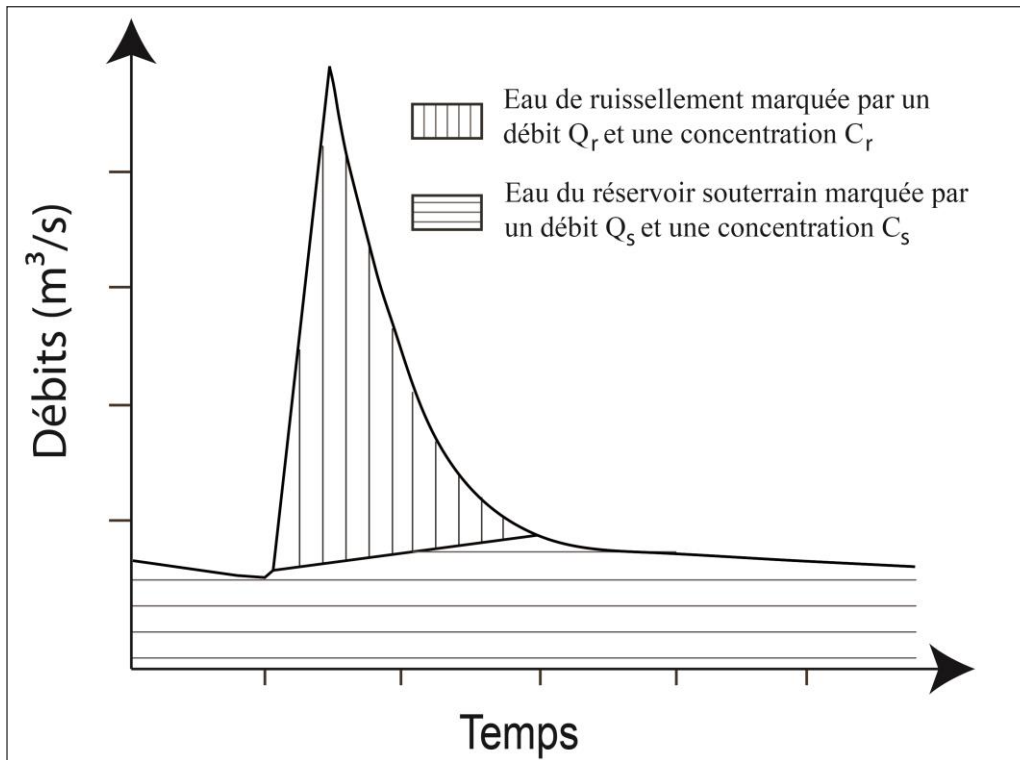
- l'eau qui transite lors d'une crue (Q_t à la concentration C_t) correspond à la somme de deux composantes chimiquement bien différenciées : une eau issue du ruissellement (Q_r à la concentration C_r) et une eau qui provient du réservoir souterrain (Q_s à la concentration C_s) ;
- il n'y a pas d'interaction chimique au cours du mélange entre ces deux eaux.

Les équations de conservation de l'eau permettent d'exprimer (équation 14) le débit total et sa concentration en fonction des débits et des concentrations des deux composantes (Ashton, 1966, Blavoux & Mudry, 1983; Dreiss, 1989; Mudry, 1987; Pinault *et al.*, 2001; Andreo *et al.*, 2002; Grasso *et al.*, 2003 ; Perrin *et al.*, 2003 ; Aquilina *et al.*, 2004).

$$Q_t C_t = Q_a C_a + Q_n C_n \quad (17)$$

Appliqué à la conductivité électrique, l'équation devient : $Q_n = Q_t - \frac{CE_t}{CE_a} Q_t \quad (18)$

Figure 6-6 : Les composantes de l'écoulement de crue : décomposition d'un hydrogramme à partir d'un suivi géochimique



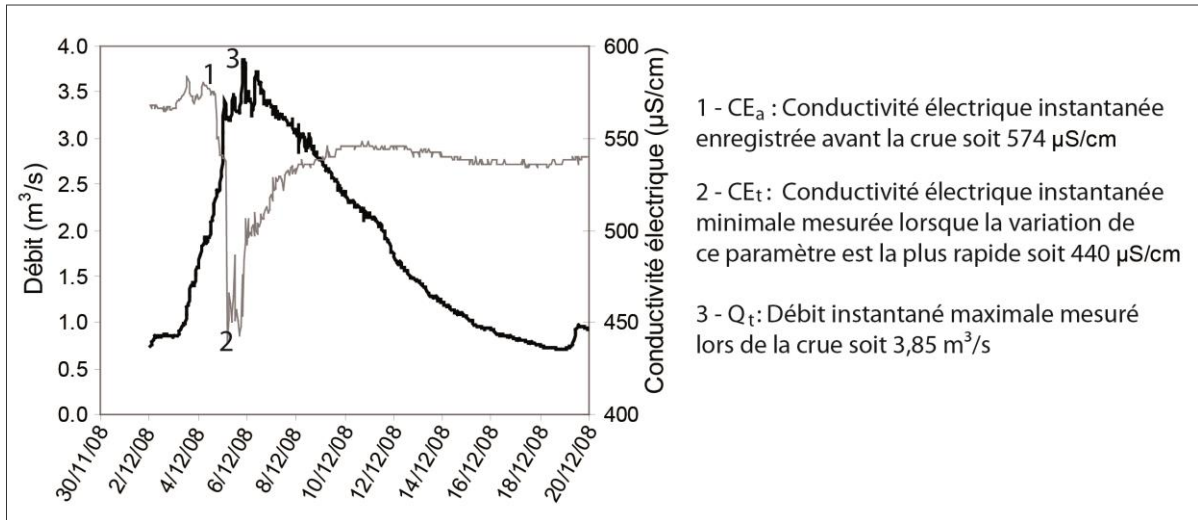
Les spécificités du milieu karstique poussent à redéfinir le schéma de décomposition originel en considérant l'écoulement de crue comme la résultante de deux écoulements souterrains :

- un écoulement qui provient de la vidange du réservoir matriciel, caractérisé par des cinétiques d'écoulement lentes et parfois qualifié d'eau ancienne ;
- un écoulement, caractérisé par un transit rapide au sein de l'aquifère, parfois qualifié d'eau nouvelle et qui provient, pour partie, des drains karstiques et de la porosité de fissure/fracture.

L'équation (18) permet d'apprécier les contributions respectives de l'eau préexistant dans l'aquifère (Q_a et C_a : débit et concentration de l'eau ancienne) de celle nouvellement infiltrée (Q_n et C_n : débit et concentration de l'eau nouvelle). Q_t et C_t représentent respectivement le débit et la concentration de l'épisode de crue. Une participation importante de l'eau nouvelle lors des épisodes de crue indique une propension du système à réagir rapidement à une impulsion pluviométrique et constitue un témoignage d'une karstification avancée du système.

Le débit d'eau nouvelle est estimé (figure 6-7) lorsque la variation du paramètre géochimique est la plus rapide (Ashton, 1966, Birk *et al.*, 2004).

Figure 6-7 : Paramètres utilisés pour le calcul de l'eau nouvelle – application à la crue de décembre 2008 sur le Rongant



La principale limite de la méthode est liée à la complexité des variations hydrogéochimiques qui induisent un mélange complexe entre les deux composantes de l'eau. La méthode implique aussi la constance de la concentration matricielle lors de l'épisode de crue, hypothèse non-conforme puisqu'elle implique une cinétique de dissolution nulle lors de la crue (Plagnes V., 1998).

2 LES FONCTIONNEMENTS EN PERIODE DE CRUE

Compte tenu des fortes dissemblances fonctionnelles révélées dans le chapitre précédent, le choix a été fait de présenter séparément les modalités de fonctionnement en crue des systèmes fissurés, des systèmes karstiques et des bassins de surface.

Dans l'analyse, on identifie trois phases qui correspondent aux temps de la crue identifiés plus haut :

- la phase 1 que l'on peut appeler phase de transfert où apparaissent les premières variations de débits et/ou de conductivités électriques ;
- la phase 2 qui est la phase de montée de la crue ;
- la phase 3, la phase de décrue.

2.1 EN SYSTEMES FISSURES

Deux crues ont servi de support à la caractérisation des mises en charge des systèmes fissurés de bas plateaux calcaires du Nord-Est de la France :

- la crue de février 2008 sur la source de Saint-Julien-lès-Gorze (figure 6-8) qui débute le 21/01/2008 prend fin le 05/02/2008 et représente une lame d'eau précipitée totale de 93 mm ;
- la crue de décembre 2008 sur la Vaise (figure 6-9) fait suite à un épisode pluvieux de 85 mm qui débute le 02/12/2008 à 0h et prend fin dans la nuit du 10/12/2008.

Phase 1

Sur les systèmes fissurés des bas plateaux calcaires du Nord-Est de la France, les prémices de la réponse hydrologique, représentées par les temps de transfert, sont déphasées par rapport à l'impulsion pluviométrique. Un tel décalage est le fait de l'infiltration uniaxiale qui s'exerce au sein de ces systèmes et qui interdit totalement tout transfert rapide de la zone d'infiltration vers la zone noyée. Percolant uniformément en subsurface, l'eau d'infiltration profite des discontinuités sub-verticales des massifs calcaires (fractures) pour se ramifier et participer au l'approvisionnement de la zone noyée.

Sur le système de la Vaise, l'influence de l'impulsion pluviométrique se ressent sur le comportement de la source et donc de la zone noyée deux jours après le début de l'évènement pluvieux. Pour la source de Saint-Julien-lès-Gorze, le temps de transfert est nettement plus

long : de plus d'une semaine. Nous attribuons la durée du temps de transfert à l'existence de niveaux peu perméables qui empêchent une ramification efficiente des écoulements dans la partie supérieure de la zone d'infiltration : un seul niveau pour la Vaise (Oxfordien supérieur) et deux niveaux pour la source de Saint-Julien-lès-Gorze (marnes de Gravelotte et de Longwy, la ramification ne se réalisant qu'au droit de l'aquifère principal des couches du Bajocien moyen et inférieur).

L'eau de pluie qui a cheminé de la zone vadose chasse une partie des eaux contenues dans les interstices aquifères. Ce phénomène hydrodynamique constaté aussi bien sur la Vaise que sur la source de Saint-Julien-lès-Gorze est toutefois très modeste, les augmentations de conductivité qui en attestent, étant au début de montée de crue peu accusées. La durée de cette phase de chasse est de quelques jours ce qui renforce l'idée que les caractéristiques de drainage de ces systèmes ne permettent pas l'évacuation rapide des eaux nouvellement infiltrées.

Phase 2

Après la phase de chasse, la montée de crue se poursuit pendant encore plusieurs jours ; deux jours sur la Vaise, dix jours sur la source de Saint-Julien-lès-Gorze (rôle des niveaux imperméables) et s'accompagne d'une diminution des valeurs de minéralisation. L'eau qui circule à l'exutoire est alors une eau légèrement moins chargée impliquant une participation aux écoulements de volumes récemment précipités, soit un mélange entre les eaux anciennes et nouvelles. Nous estimons à l'échelle de ces crues (d'après l'équation 18), que cette proportion d'eau nouvelle est de 6 % pour la source de la Vaise et de 3 % pour la source de Saint-Julien-lès-Gorze. Ces proportions, bien que peu importantes, ne sont pas insignifiantes et révèlent qu'il existe au sein des systèmes fissurés de bas plateaux, des zones de circulation horizontales préférentielles qui assurent la transmissivité des systèmes de drainage. Il est évident que l'on ne peut assimiler ces zones de transit à des systèmes de drains de taille métrique : nous considérons que l'écoulement en zone épinoyée est contrôlé majoritairement par les discontinuités horizontales des systèmes.

Pour celui de la source de Saint-Julien-lès-Gorze, nous estimons qu'il s'agit d'un réseau de fissures modestement élargies par la dissolution, calé sur les joints de stratification et les fractures. Pour le système de la Vaise, nous y voyons l'empreinte d'une structure de drainage mieux développée, du fait des variations plus marquées de la minéralisation, des temps caractéristiques plus restreints et d'une participation de l'écoulement de base plus réduite (64 % pour la source de Saint-Julien-lès-Gorze et 50 % pour la source de la Vaise). Ce

présupposé apport rapide laisse à penser que le fonctionnement d'un système comme celui de la Vaise serait celui d'un système polyphasé marqué par une réactivation d'un réseau de drainage hérité qui s'opère en cas de mise en charge importante du système ; hypothèse qui serait en accord avec un recul de couverture laissant place à un karst résiduel épisodiquement fonctionnel (Fister & Gille, 2011).

Phase 3

La décrue est un phénomène très long (deux semaines sur les deux émergences) qui s'accompagne d'une augmentation des valeurs de conductivité (l'augmentation est perceptible sur les deux sources mais les précipitations qui affectent l'impluvium de la Vaise les 8 et 9 décembre inhibent la progression). Cette phase correspond à un tarissement progressif des réservoirs de porosité secondaire et à une participation aux écoulements de l'ensemble matriciel nouvellement rechargé par les eaux de pluie.

Figure 6-8 : Caractéristiques et représentations hydrologique et géochimique de la crue de janvier 2008 sur la source de Saint-Julien-lès-Gorze

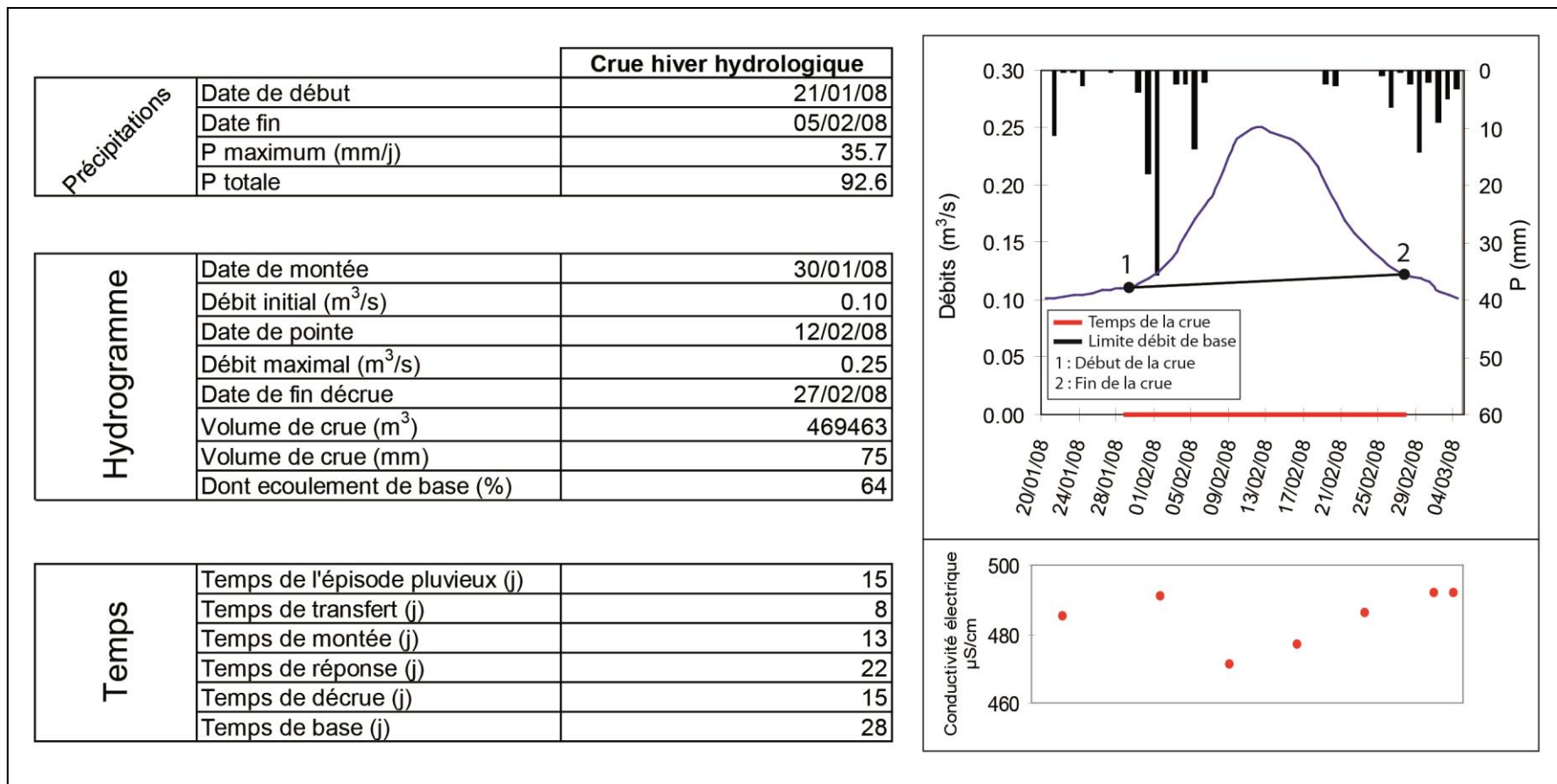


Figure 6-9 : Caractéristiques, hyéto-hydrogramme et chimiogramme de la crue de décembre 2008 sur la Vaise

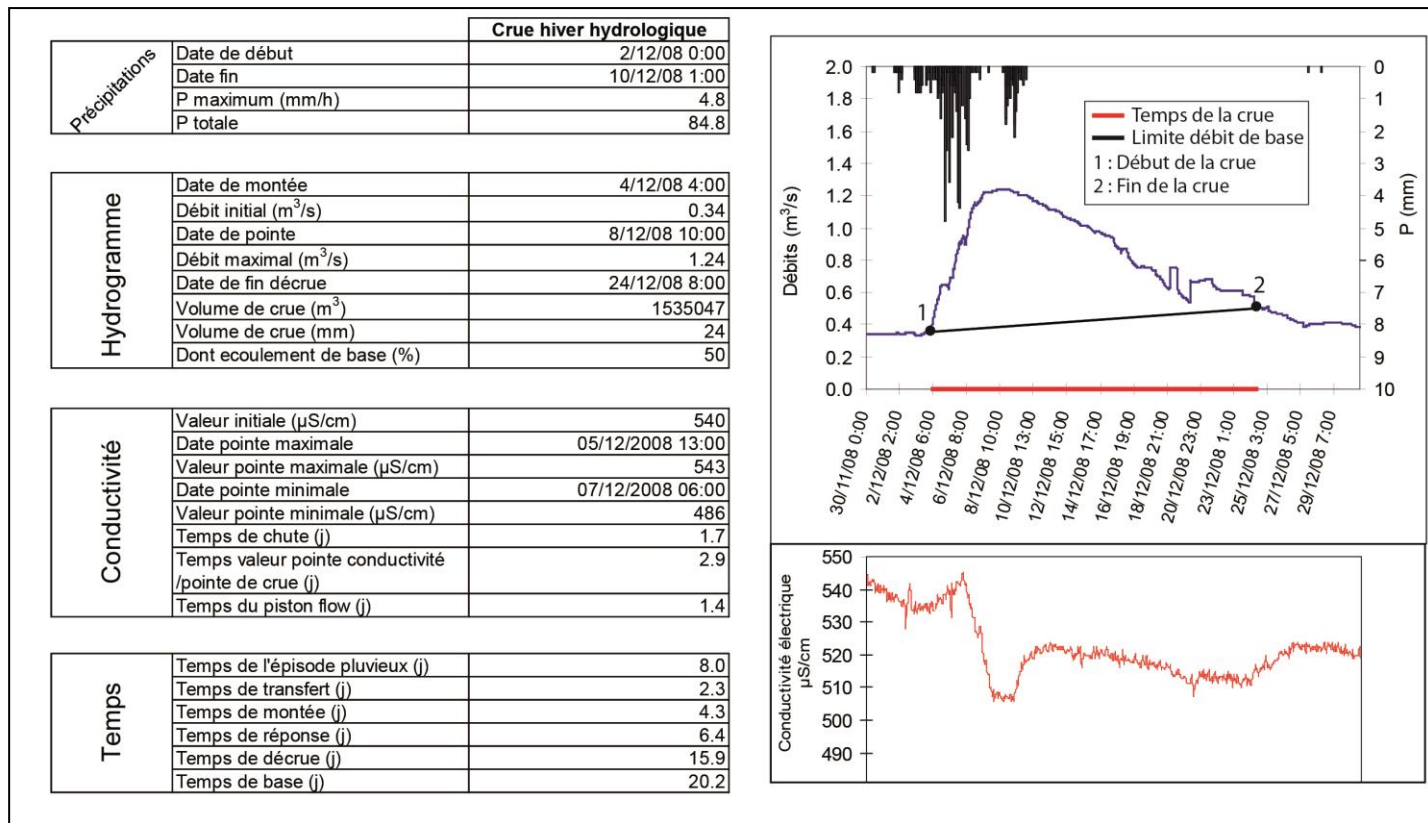


Tableau 6-1: Contribution de l'eau nouvelle à l'épisode de crue de décembre 2008 sur la Vaise

Date	Q _t (m ³ /s)	CE _t (µS/cm)	CE _a (µS/cm)	Q _n (m ³ /s)	Fraction (%)
08/12/2008	1.23	540	507	0.09	6

Figure 6-10 : Caractéristiques des crues de systèmes fissurés en milieu de bas plateaux

Représentation hydrogéologique schématique	Hydrogramme et chimiogramme	Constatations hydrodynamiques	Volumes et temps caractéristiques								
<p>Phase anté-crue</p>	<p>Lors de la phase de tarissement, le débit diminue et la minéralisation augmente très légèrement</p>	<p>Vidange de la matrice poreuse de l'aquifère selon des cinétiques très lentes</p>	<p>Dépendant du nombre de jours sans pluie</p> <table border="1"> <tr> <th colspan="2">Part des écoulements par type de réservoir</th> </tr> <tr> <td>Matrice</td> <td>Fracture</td> </tr> <tr> <td>100 %</td> <td>0 %</td> </tr> </table>	Part des écoulements par type de réservoir		Matrice	Fracture	100 %	0 %		
Part des écoulements par type de réservoir											
Matrice	Fracture										
100 %	0 %										
<p>Phase 1</p>	<p>Lors de cette phase, on note une légère variation des valeurs de conductivités consécutive à la montée de crue</p>	<p>Percolation lente et ramification verticale des écoulements au droit de certaines discontinuités (fractures) dans la zone vadose</p> <p>Apport d'eau nouvellement infiltrée qui chasse une faible proportion de l'eau préexistante et non mobilisable en période hors crue</p>	<p>2 jours à une semaine (si présence d'horizons peu perméables)</p> <table border="1"> <tr> <th colspan="2">Part des écoulements par type de réservoir</th> </tr> <tr> <td>Matrice</td> <td>Fracture</td> </tr> <tr> <td>70 %</td> <td>30 %</td> </tr> </table>	Part des écoulements par type de réservoir		Matrice	Fracture	70 %	30 %		
Part des écoulements par type de réservoir											
Matrice	Fracture										
70 %	30 %										
<p>Phase 2</p>	<p>Cette phase s'accompagne d'une augmentation de débit et d'une baisse des valeurs de minéralisation</p>	<p>Les zones préférentielles d'écoulement de la zone noyée se mettent en charge, qu'elles soient de type réservoir de fractures (Saint-Julien-les-Gorze) et/ou de quelques drains (Vaise)</p> <p>Recharge du système fissural et élévation du niveau la zone épinoyée</p>	<p>De 3 à 10 jours (si présence d'horizons peu perméables)</p> <table border="1"> <tr> <th colspan="2">Part des écoulements par type de réservoir</th> </tr> <tr> <td>Matrice</td> <td>Fracture</td> </tr> <tr> <td>25 %</td> <td>75 %**</td> </tr> </table> <p>** Dans le cas de la Vaise, 10 % de l'écoulement de cette phase provient de la porosité du karst</p>	Part des écoulements par type de réservoir		Matrice	Fracture	25 %	75 %**		
Part des écoulements par type de réservoir											
Matrice	Fracture										
25 %	75 %**										
<p>Phase 3</p>	<p>Alors que le débit diminue, la conductivité électrique retrouve des valeurs proches de celles enregistrées avant l'évènement pluviométrique</p>	<p>Tarissement des systèmes les plus perméables et vidange des réservoirs matriciels nouvellement rechargés</p> <p>Retour à la phase anté-crue</p>	<p>15 jours</p> <table border="1"> <tr> <th colspan="2">Part des écoulements par type de réservoir</th> </tr> <tr> <td>Matrice</td> <td>Fracture</td> </tr> <tr> <td>40 %</td> <td>60 %</td> </tr> </table>	Part des écoulements par type de réservoir		Matrice	Fracture	40 %	60 %		
Part des écoulements par type de réservoir											
Matrice	Fracture										
40 %	60 %										
<p>Légende</p> <table border="0"> <tr> <td> Couche peu perméable</td> <td> Ecoulement issu de la matrice poreuse (lent)</td> </tr> <tr> <td> Calcaire</td> <td> Ecoulement issu de la porosité de fissure/fracture (+ ou - rapide)</td> </tr> <tr> <td> Mur aquifère</td> <td> Ecoulement issu de la porosité de conduit (très rapide)</td> </tr> <tr> <td> Source</td> <td></td> </tr> </table>		Couche peu perméable	Ecoulement issu de la matrice poreuse (lent)	Calcaire	Ecoulement issu de la porosité de fissure/fracture (+ ou - rapide)	Mur aquifère	Ecoulement issu de la porosité de conduit (très rapide)	Source		<p>Remarques</p> <p>1) Dans la colonne « Représentation hydrogéologique schématique », les coupes correspondent à des représentations schématiques des milieux fissurés de bas plateaux, inspirés par les systèmes de Saint-Julien-les-Gorze (en-dessous) et de la Vaise (encadré).</p> <p>2) Les volumes et temps caractéristiques sont donnés à titre indicatif, ils correspondent à des valeurs estimées sur les crues suivies et ne peuvent être extrapolés sur l'ensemble des crues observées sur ces exutoires. Les conditions de recharge des systèmes ainsi que les précipitations (durée, intensité) étant d'une crue à une autre des paramètres très variables.</p>	
Couche peu perméable	Ecoulement issu de la matrice poreuse (lent)										
Calcaire	Ecoulement issu de la porosité de fissure/fracture (+ ou - rapide)										
Mur aquifère	Ecoulement issu de la porosité de conduit (très rapide)										
Source											

2.2 EN SYSTEMES KARSTIQUES

Deux crues ont servi de support à la caractérisation des mises en charge des systèmes karstifiés :

- la crue de février 2008 sur le Rongean (figure 6-11) qui débute le 02/02/2008, et prend fin le 10/02/2008, et représente une lame d'eau précipitée totale de 72 mm ;
- la crue de fin décembre 2001/début janvier 2002 sur la Manoise (figure 6-12) fait suite à un épisode pluvieux soutenu (plus de 100 mm en 8 jours) qui a démarré le 21/12/2001 et atteint sa valeur paroxystique le 28/12/2001 (40 mm/jour).

Les deux systèmes, Rongean et Manoise, présentent des temps de crue très comparables, symptomatiques de fonctionnements que nous supposons être très proches. Ne disposant toutefois pas d'informations géochimiques sur la Manoise, les phases telles qu'elles sont présentées reposent avant tout sur les caractéristiques observées dans le système du Rongean.

Un seul élément apparaît véritablement différenciatif sur les crues des deux systèmes, c'est le temps de transfert : il est en effet d'un jour sur le Rongean et d'une semaine sur la Manoise. Une telle différence s'explique par l'état de recharge des différents systèmes avant la crue : celle qui affecte le Rongean fait suite un tarissement hivernal de quelques jours (débit de base de l'ordre de $1 \text{ m}^3/\text{s}$), alors que sur la Manoise le tarissement anté-crue de plus d'un mois a considérablement diminué les réserves de l'aquifère (débit de base de l'ordre de $0,4 \text{ m}^3/\text{s}$). Une fois le système de la Manoise rechargé par les pluies, les crues des deux systèmes présentent des caractéristiques communes.

Phase 1

La phase de transfert s'accompagne d'abord d'un gonflement des débits au droit des morphologies exokarstiques du bois de Trampot qui avalent les écoulements aériens ; elle se traduit ensuite, quelques heures plus tard, sur l'émergence du Rongean, par une augmentation des valeurs de conductivité, synonyme d'une chasse des volumes emmagasinés dans la zone noyée par les eaux nouvellement infiltrées. Ce phénomène invite à considérer que l'exokarst connecte très rapidement les écoulements aériens aux écoulements souterrains par un réseau de transit vertical qui ne peut être que développé et particulièrement transmissif. La brusque montée des eaux constatée également sur la Manoise ne peut être le fait de la seule doline-perte de Leurville, reconnue comme l'unique morphologie d'infiltration rapide localisée de

l'impluvium : les vitesses et les volumes mis en jeu sont, là-aussi, le reflet d'un réseau de galeries verticales perméables qui se développe dans la zone d'infiltration de ce système. Les constatations morphologiques souterraines dans le bois de Trampot attestent de l'existence de tels conduits (gouffres sub-verticaux), qui trépanent le toit et le plancher du réseau pénétrable Hadès (Marre *et al.*, 2009).

Phase 2

Les temps de montée sont rapides (2 jours). Cette phase s'accompagne, sur le Rongeant, d'une chute de la conductivité électrique qui atteint sa valeur minimale quasi-simultanément à la pointe de crue. L'eau qui transite à l'exutoire lors de la phase de montée est alors une eau de mélange constituée pour une partie de l'eau de pluie nouvellement infiltrée (25 % à l'échelle de cet épisode sur le Rongeant, tableau 6-2, et nous supposons également une participation importante de l'eau nouvelle sur le système de la Manoise). Durant cette phase, le débit de base ne participe qu'à hauteur de 10 % du débit total sur ces deux émergences (figure 6-14). Proportion importante d'eau nouvelle et part prépondérante de l'écoulement rapide s'expliquent par l'existence, au sein de ces deux systèmes, de réseau de conduits horizontaux développées dans la zone épinoyée des calcaires récifaux de l'Oxfordien moyen. Les variations brutales des paramètres géochimiques et hydrodynamiques lors de la phase de montée constituent les traductions quantitatives de la transmissivité qu'assure, lors de cette phase, le karst à ces deux systèmes. Nous ne pouvons cependant imputer l'intégralité de l'écoulement aux seuls transferts dans les conduits karstiques : exemple de fonctionnement en triple porosité, cette phase s'accompagne également d'un apport issu des compartiments de porosités secondaires (fissures et fractures) nouvellement rechargées dont nous évaluons l'apport entre 20 et 30 % de l'écoulement total (contre 60-70 % pour les volumes issus de la porosité du karst).

Phase 3

Au début de la décrue, la minéralisation des eaux est encore faible au regard des valeurs antécruce, les drains karstiques se tarissent mais participent encore activement aux écoulements. Au jour 2 de la décrue, c'est l'eau de pluie de l'épisode qui a rechargé le système fissural qu'on voit s'écouler à l'exutoire ; les morphologies d'infiltration cessent d'alimenter la zone noyée et la conductivité électrique augmente rapidement avec la proportion d'eau ancienne.

Figure 6-11 : Caractéristiques, hyéto-hydrogramme et chimiogramme de la crue de décembre 2008 sur le Rongeat

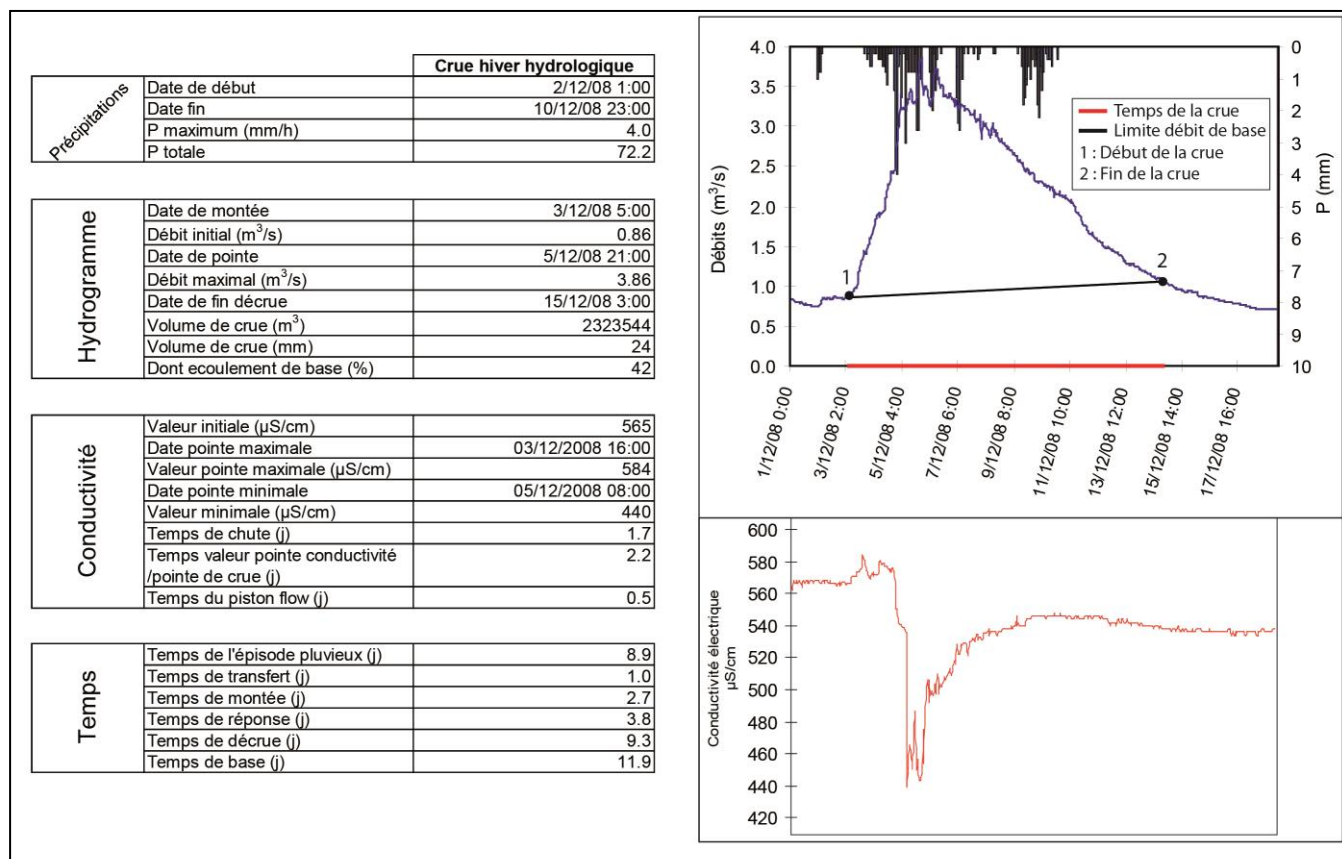
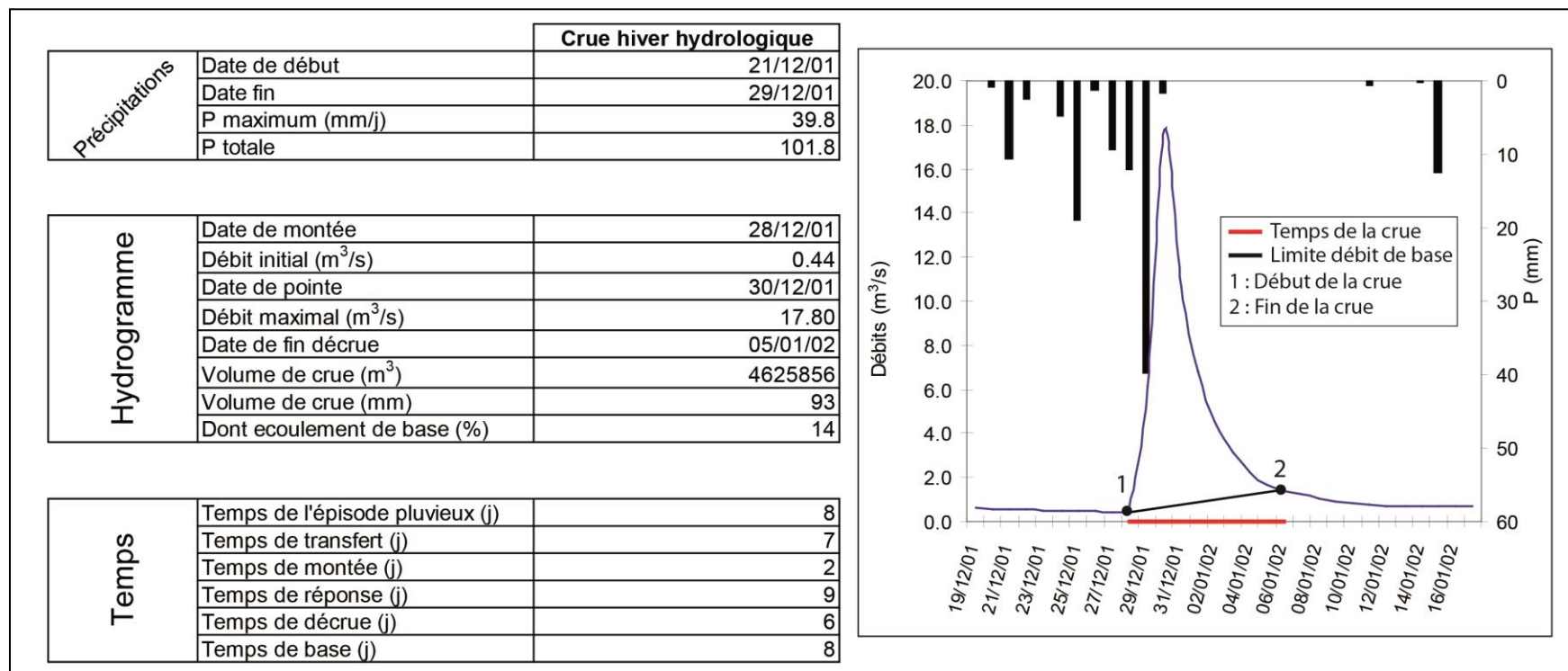


Tableau 6-2 : Contribution de l'eau nouvelle à l'épisode de crue de décembre 2008 sur le Rongeat

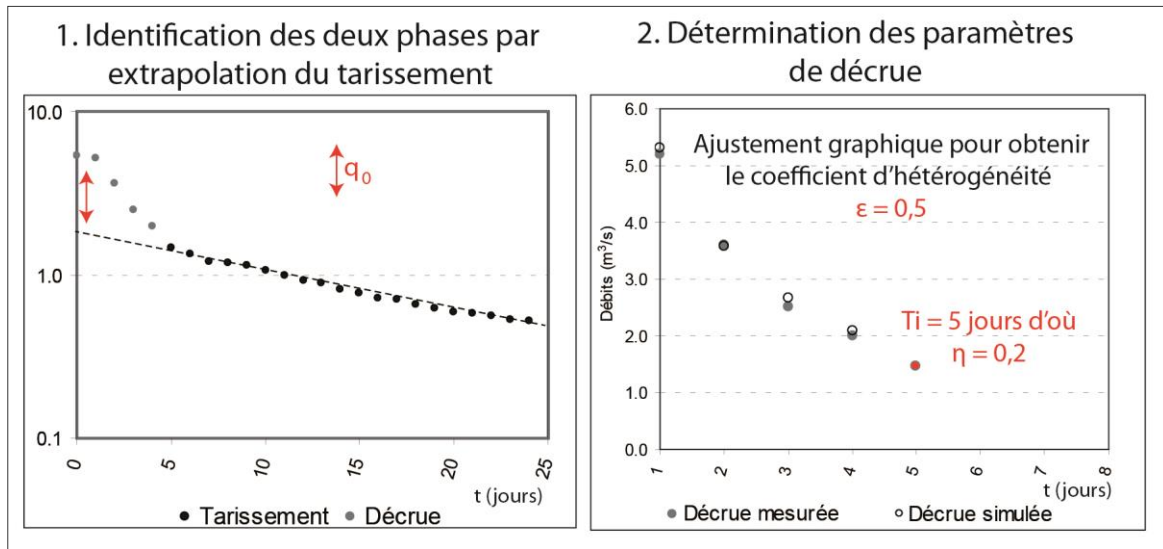
Date	Q _t (m ³ /s)	CE _t (µS/cm)	CE _a (µS/cm)	Q _n (m ³ /s)	Fraction (%)
05/12/2008	3.85	574	440	0.90	23

Figure 6-12 : Caractéristiques et hyéto-hydrogramme de la crue de décembre 2001 sur la Manoise



L'analyse des courbes de récession de la Manoise et du Rongean permet d'affiner le comportement à l'infiltration des deux systèmes karstiques. Ces dynamiques sont vues à travers les seuls paramètres de la fonction de décrue $\Phi(t)$, soit ε le coefficient d'hétérogénéité d'écoulement et η le coefficient de vitesse d'infiltration. Les paramètres de la fonction de tarissement $\Psi(t)$ ne sont pris en considération que pour identifier la décrue. La figure 6-13 illustre la méthode utilisée pour extraire les coefficients de décrue.

Figure 6-13 : Extraction des coefficients de décrue sur une crue d'un système karstique.
Exemple de la crue de février 2003 sur la Manoise



L'analyse des récessions a porté sur 11 épisodes à l'échelle de la chronique de la Manoise et sur 9 épisodes de la chronique du Rongean ; les valeurs des différents paramètres sont reportées sur les tableaux 6-3 et 6-4.

Tableau 6-3 : Valeurs des paramètres de décrue issues de l'analyse de la récession des hydrogrammes - système du Rongean

Période de récession	Coefficients de la fonction homographique $\psi(t)$ décrue)			
	q_0 (m³/s)	t_i (j)	ε	η (j ⁻¹)
10/12/2007 au 04/01/2008	1.63	10	0.01	0.10
07/02/2008 au 29/02/2008	0.85	7	0.15	0.14
28/03/2008 au 08/04/2008	0.80	7	0.01	0.14
15/04/2008 au 28/05/2008	0.84	7	0.01	0.14
07/06/2008 au 02/07/2008	1.43	7	0.01	0.14
14/09/2008 au 25/09/2008	0.97	3	0.01	0.33
06/12/2008 au 18/12/2008	0.82	8	0.01	0.13
24/02/2009 au 04/02/2009	1.72	8	0.01	0.13
19/02/2009 au 07/03/2009	0.73	6	0.01	0.17
Moyenne	1.09	7	0.02	0.16
Ecart type	0.39	2	0.05	0.07

Tableau 6-4 : Valeurs des paramètres de décrue issues de l'analyse de la récession des hydrogrammes - système de la Manoise

Période de récession	Coefficients de la fonction homographique $\psi(\tau)$ (décrue)			
	q_0 (m ³ /s)	t_i (j)	ε	η (j ⁻¹)
19/12/1999 au 27/01/2000	13.49	7	0.35	0.14
05/03/2000 au 22/03/2000	1.63	6	0.15	0.17
27/11/2000 au 09/12/2000	2.28	6	0.18	0.17
22/03/2001 au 06/04/2001	4.50	10	0.40	0.10
21/09/2001 au 01/10/2001	5.65	6	0.45	0.17
30/12/2001 au 19/01/2002	16.51	10	0.70	0.10
20/03/2002 au 30/04/2002	4.20	16	0.30	0.06
04/01/2003 au 20/01/2003	6.52	11	0.50	0.09
04/02/2003 au 28/02/2003	3.54	6	0.50	0.17
10/05/2004 au 31/05/2004	1.65	9	0.25	0.11
13/02/2005 au 09/03/2005	2.11	11	0.35	0.09
10/02/2006 au 24/03/2006	2.95	7	0.50	0.14
04/10/2006 au 23/10/2006	3.19	10	0.75	0.10
02/03/2007 au 21/03/2007	9.15	9	0.45	0.11
23/08/2007 au 12/09/2007	5.29	9	0.60	0.11
11/12/2007 au 01/01/2008	6.67	9	0.50	0.11
07/12/2008 au 14/01/2009	2.97	11	0.30	0.09
Moyenne	5.43	9	0.43	0.12
Ecart type	4.94	3	0.16	0.04

Toutes les récessions présentent des caractères communs qui permettent de synthétiser le comportement en décrue des aquifères situés à l'amont des deux zones d'émergence. Nous notons :

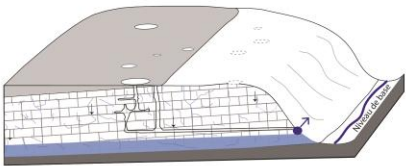
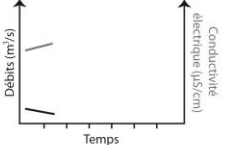
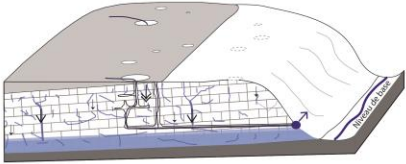
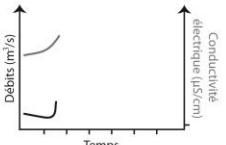
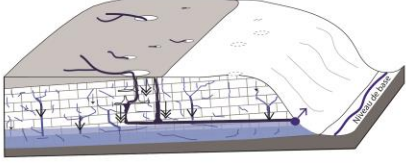
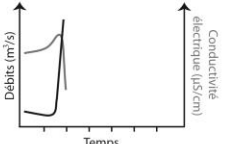
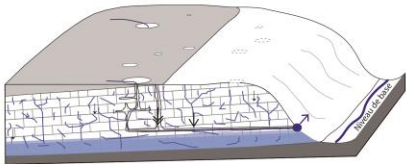
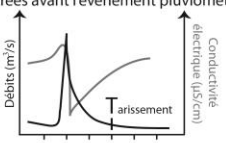
- de longues influences des processus d'infiltration, en moyenne ils se poursuivent sur une durée de l'ordre de la semaine sur les deux systèmes; $t_{\text{moyen}} = 9$ jours ($\eta_{\text{moyen}} = 0,12$) sur la Manoise, $t_{\text{moyen}} = 7$ jours ($\eta_{\text{moyen}} = 0,16$) sur le Rongean ;
- une variation modérée des modalités d'infiltration au cours de l'année hydrologique que révèlent les faibles écarts types (σ_{moyen} de $\eta \approx 0,05$ sur les deux systèmes) ;
- des coefficients d'hétérogénéité d'écoulement ε ($\varepsilon_{\text{moyen}} = 0,42$ sur la Manoise et $\varepsilon_{\text{moyen}} = 0,02$ sur le Rongean) qui évoquent des concavités de courbe peu accusées.

L'allure des fonctions de décrue, que révèlent les coefficients η et ε , indique qu'au sein des deux systèmes l'infiltration ne peut être considérée comme majoritairement issue de processus rapides (type 3, figure 6-5). Sur ces deux systèmes, les morphologies qui président à l'infiltration rapide, de type dolines-pertes, drainent des exutoires de surface ou de subsurface de très petites dimensions, n'accueillant la plupart du temps aucun écoulement (un filet d'eau peut éventuellement être constaté en période de tarissement sur certaines de ces








morphologies). A la suite d'un épisode pluviométrique accusé, la convergence des apports de surface ou de subsurface dans les dolines-pertes (voire y rejoignant un écoulement d'émergence) induit une infiltration rapide plus marquée (quelques l/s voire dizaines de l/s par phénomène). Cette période d'intumescence est toutefois très brève et ne dure que le temps de l'épisode pluvieux.

La capacité d'infiltration médiocre observée sur ces deux systèmes est le corolaire hydrodynamique d'une infiltration rapide finalement peu importante quantitativement et très peu soutenue dans le temps.

Figure 6-14 : Caractéristiques des crues de systèmes karstifiés en milieu de bas plateaux

Représentation hydrogéologique schématique	Hydrogramme et chimiogramme	Constatactions hydrodynamiques		Volumes et temps caractéristiques									
		En surface	En souterrain										
<p>Phase anté-crue</p> 	<p>Lors de la phase de tarissement, le débit diminue et la minéralisation augmente.</p> 	<p>Peu (filet d'eau) ou pas d'écoulement dans les morphologies de perte</p>	<p>Vidange de la matrice poreuse de l'aquifère selon des cinétiques très lentes</p>	<p>Dépendant du nombre de jours sans pluie</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th colspan="3">Part des écoulements par type de réservoir</th> </tr> <tr> <th>Matrice</th> <th>Fracture</th> <th>Conduit</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>100 %</td> <td>0 %</td> <td>0 %</td> </tr> </tbody> </table>	Part des écoulements par type de réservoir			Matrice	Fracture	Conduit	100 %	0 %	0 %
Part des écoulements par type de réservoir													
Matrice	Fracture	Conduit											
100 %	0 %	0 %											
<p>Phase 1</p> 	<p>Lors de cette phase, on note une variation rapide des valeurs de conductivités consécutive à la montée de crue.</p> 	<p>Un écoulement de surface est constaté dans les principales morphologies de perte (dolines-pertes-émergences)</p>	<p>Convergence des écoulements depuis la zone d'infiltration via les drains sub-verticaux vers la zone noyée</p> <p>Apport d'eau nouvellement infiltrée qui chasse l'eau préexistante et non mobilisable en période hors crue</p>	<p>1 jour</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th colspan="3">Part des écoulements par type de réservoir</th> </tr> <tr> <th>Matrice</th> <th>Fracture</th> <th>Conduit</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>45 %</td> <td>45 %</td> <td>10 %</td> </tr> </tbody> </table>	Part des écoulements par type de réservoir			Matrice	Fracture	Conduit	45 %	45 %	10 %
Part des écoulements par type de réservoir													
Matrice	Fracture	Conduit											
45 %	45 %	10 %											
<p>Phase 2</p> 	<p>Cette phase s'accompagne d'une augmentation de débit et d'une chute des valeurs de minéralisation.</p> 	<p>Toutes les morphologies de perte fonctionnent, l'infiltration rapide atteint sa valeur maximale</p>	<p>L'eau qui circule est une eau de transit rapide faiblement minéralisée qui correspond en grande partie à de l'eau nouvellement infiltrée.</p> <p>Les drains karstiques sont ennoyés</p> <p>Recharge du système fissural et élévation du niveau de la zone épinoyée</p>	<p>1 à 2 jours</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th colspan="3">Part des écoulements par type de réservoir</th> </tr> <tr> <th>Matrice</th> <th>Fracture</th> <th>Conduit</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>10 %</td> <td>20*-35 %</td> <td>55-70* %</td> </tr> </tbody> </table> <p>*cas des systèmes les plus karstifiés (comme la Manoise)</p>	Part des écoulements par type de réservoir			Matrice	Fracture	Conduit	10 %	20*-35 %	55-70* %
Part des écoulements par type de réservoir													
Matrice	Fracture	Conduit											
10 %	20*-35 %	55-70* %											
<p>Phase 3</p> 	<p>Alors que le débit diminue, la conductivité électrique retrouve des valeurs proches de celles enregistrées avant l'évènement pluviométrique.</p> 	<p>Filet d'eau au droit des principales pertes et tarissement total au droit des pertes «secondaires»</p>	<p>Tarissement des écoulements au droit des drains karstiques</p> <p>Vidange des systèmes fissural et matriciel nouvellement rechargés</p> <p>Retour à la phase anté-crue</p>	<p>Une semaine environ</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th colspan="3">Part des écoulements par type de réservoir</th> </tr> <tr> <th>Matrice</th> <th>Fracture</th> <th>Conduit</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>30 %</td> <td>50*-60 %</td> <td>10-20* %</td> </tr> </tbody> </table> <p>*cas des systèmes les plus karstifiés (comme la Manoise)</p>	Part des écoulements par type de réservoir			Matrice	Fracture	Conduit	30 %	50*-60 %	10-20* %
Part des écoulements par type de réservoir													
Matrice	Fracture	Conduit											
30 %	50*-60 %	10-20* %											

Légende

 Couche peu perméable	 Ecoulement issu de la matrice poreuse (lent)
 Calcaire	 Ecoulement issu de la porosité de fissure/fracture (+ ou - rapide)
 Mur aquifère	 Ecoulement issu de la porosité de conduit (très rapide)
 Source	

Remarques

1) La coupe correspond à une représentation schématique des milieux karstifiés de bas plateaux, inspirée en surface par le système du Rongant (couverture+exokarst) et souterrainement par le système de la Manoise (source d'amont pendage)

2) Les volumes et temps caractéristiques sont donnés à titre indicatif, ils correspondent à des valeurs estimées sur les crues suivies et ne peuvent être extrapolés sur l'ensemble des crues observées sur ces exutoires. Les conditions de recharge des systèmes ainsi que les précipitations (durée, intensité) étant, d'une crue à une autre, très variables.

2.3 DANS LES BASSINS DE SURFACE

Trois crues ont servi de support à la caractérisation des mises en charge des systèmes karstiques de bas plateaux calcaires du Nord-Est de la France :

- la crue de novembre 2008 sur le Nanheul (figure 6-15) fait suite à épisode pluvieux de 64 mm qui a démarré le 29/11/2008;
- la crue de février 2008 enregistrée sur le ruisseau de l'Aulnois (figure 6-16) fait suite à un épisode pluvieux de 82 mm qui a débuté le 31/01/2008 et a duré une semaine ;
- la crue de janvier 2008 sur la Maldite (figure 6-17) fait suite à un épisode pluvieux de 47 mm qui a débuté le 31/01/06 en fin de journée et s'est achevé dans l'après midi du 06/02/2008.

Phase 1

Les temps de transfert très rapides (1 jour), observées sur les trois cours d'eau, Nanheul, Maldite et Aulnois témoignent des réactions quasi instantanées des bassins aux abats pluviométriques. Un tel comportement exprime la réponse des compartiments de surface et subsurface, le ruissellement étant en ces périodes hivernales favorisé par l'état d'engorgement des impluviums.

Phase 2

Les phases de montée de crue et les observations et mesures de terrain réalisées au cours de ces événements révèlent que les processus mis en jeu lors de cette phase sont très dissemblables entre les cours d'eau encaissés, qui drainent la nappe principale comme celui du Nanheul, et les cours d'eau perchés comme ceux de la Maldite et de l'Aulnois.

Sur le Nanheul

En début de montée de crue (les 2 premiers jours), sur le bassin du Nanheul, l'apport des émergences souterraines est quasi-nul⁷³ ; l'augmentation timide du débit du cours d'eau correspond alors à la réaction très faible des réservoirs de surface et de subsurface. Le troisième jour de la crue (soit le 02/12/2008), les précipitations s'intensifient et les morphologies karstiques du bassin se mettent en charge. A cette date, le débit issu de la principale émergence au lieu dit des Racrutes est mesuré à 1,1 m³/s, alors que le débit issu

⁷³ Un filet d'eau de quelques l/s s'écoule à l'émergence au lieu-dit des Racrutes.

des tertres émissifs est quant à lui mesuré à plus de 100 l/s. A la fin de la phase de montée de crue (le 05 et 06/12/2008), les débits conjugués des émergences souterraines (1,25 m³/s pour la source et 90 l/s pour les tertres) assurent plus des 3/4 des écoulements constatés à l'exutoire instrumenté ; le débit du Nanheul est alors de 1,7 m³/s. Cette proportion souligne l'importance que peuvent prendre les écoulements d'ordre karstique sur les cours incisés dans le plateau et qui drainent la nappe principale.

Sur l'Aulnois et la Maldite

La phase de montée de crue sur le bassin de l'Aulnois est un processus rapide uniquement commandé par le ruissellement de surface et de subsurface. La prépondérance d'un écoulement rapide lié à de tels processus est attestée par des valeurs de conductivités électriques très faibles (de l'ordre de 150 µS/cm) relevées dans le drain principal le 02/02/2008 (date de la pointe de crue). Notons que la brièveté de cette phase est également à mettre en lien avec la taille restreinte de l'impluvium qui permet une convergence rapide des écoulements vers l'exutoire. Sur le bassin de la Maldite, nous retrouvons des caractéristiques de montée de crue très similaires, (i) rapidité de la phase, (ii) eau très faiblement minéralisée⁷⁴ et donc participation prépondérante du ruissellement aux écoulements de crue. Notons toutefois que des jaugeages différentiels réalisés à l'amont et à l'aval de la source du Routeuil le jour de la pointe de crue (le 07/02/2008) révèlent qu'une partie des écoulements constatés à l'exutoire instrumenté proviennent de cette émergence ; proportion qui s'avère toutefois peu conséquente puisque les mesures indiquent un débit de l'ordre de 150 l/s soit moins d'un 1/10 du débit total constaté.

Phase 3

Sur le Nanheul ou la Maldite, les décrues sont relativement longues (environ 10 jours) et présentent deux pentes distinctes :

- une première, accusée, synonyme d'une récession brutale des compartiments d'écoulement rapide. Sur le Nanheul ce sont les compartiments souterrains qui se tarissent rapidement, ce phénomène se traduit un jour après la pointe de crue par une chute des débits de la principale émergence et par un arrêt de l'émission bouillonnante des tertres. Les morphologies du karst, deux jours après la pointe de crue n'ont quasiment plus d'impact sur

⁷⁴ Des relevés ponctuels réalisés lors de cette phase évoquent des valeurs de conductivité électrique de l'ordre de 250 µS/cm à l'exutoire, soit environ deux fois moins que celles constatées en période de tarissement.

les écoulements (débits de l'émergence mesuré à 0,1 m³/s soit environ 10 % des écoulements à la station hydrométrique). Sur la Maldite, ce sont les compartiments de surface qui cessent de fonctionner deux jours après la pointe de crue;

- une deuxième, moins marquée, qui évoque sur les deux bassins la vidange plus pondérée des compartiments fissurals nouvellement rechargés.

Sur l'Aulnois, le temps de décrue de 10 jours prend en considération l'intégralité de l'événement soit les deux pics de crue, il ne reflète pas donc en rien la rapidité de cette phase qui ne dure vraisemblablement qu'une journée. La décroissance très rapide constatée après le pic secondaire de crue évoque ainsi un arrêt soudain des horizons de surface et subsurface participatifs à l'écoulement de crue.

Figure 6-15 : Caractéristiques et hyéto-hydrogramme de la crue d'avril 2002 sur le Nanheul

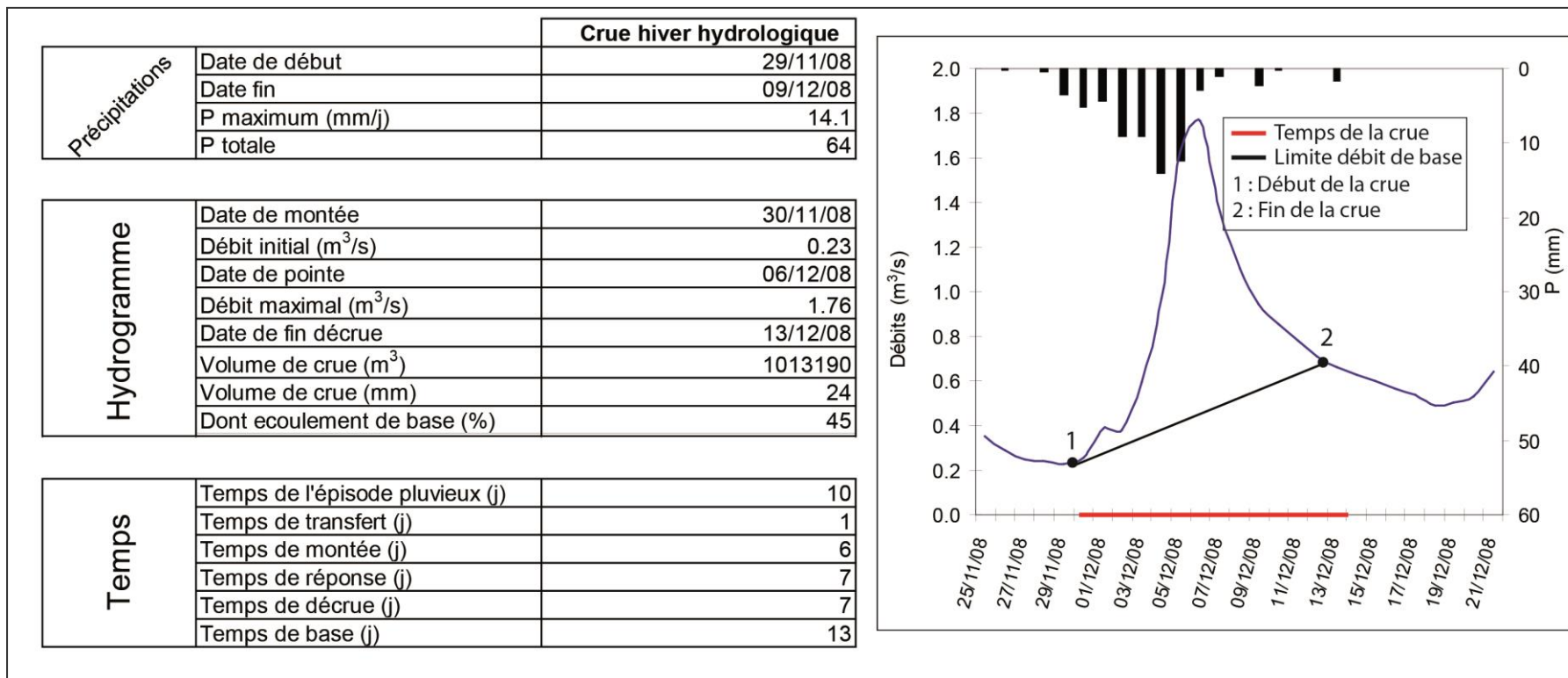


Figure 6-16 : Caractéristiques et hyéto-hydrogramme de la crue de janvier 2008 sur le ruisseau de l'Aulnois

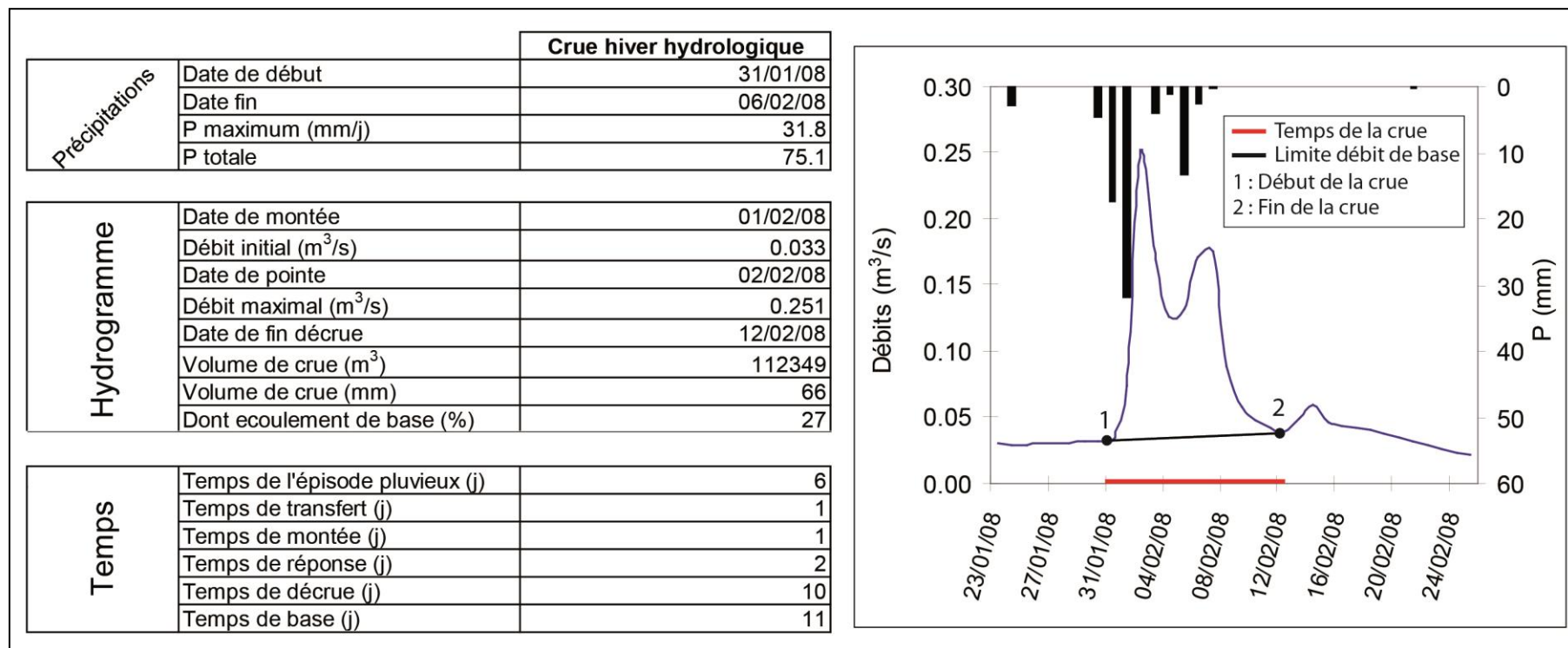


Figure 6-17 : Caractéristiques et hyéto-hydrogramme de la crue de janvier 2008 sur la Maldite

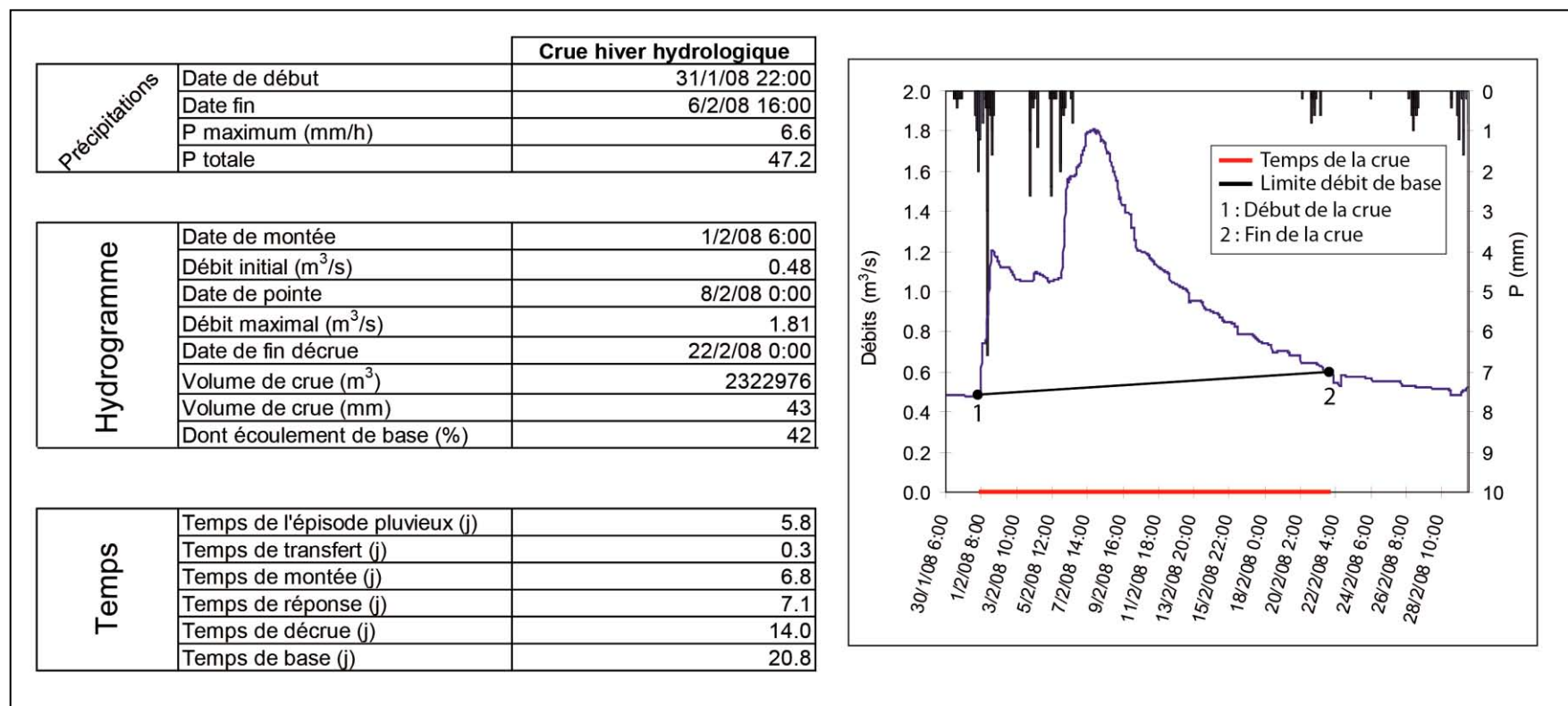
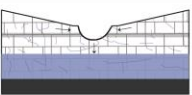
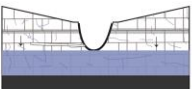
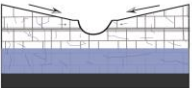

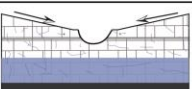
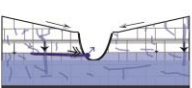
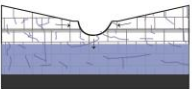
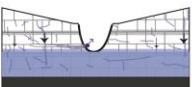










Figure 6-18 : Caractéristiques des crues des bassins de surface en milieu de bas plateaux

Représentation hydrogéologique schématique		Constatations hydrodynamiques	Volumes caractéristiques												
Phase anté-crue 	Cours d'eau perché (type Aulnois, Maldite)	Vidange rapide d'éventuelles nappes perchées si existence de niveaux peu perméables	<table border="1"> <thead> <tr> <th colspan="3">Part des écoulements par type de réservoir</th> </tr> <tr> <th>Matrice</th> <th>Fracture</th> <th>Surface</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>100 %</td> <td>0 %</td> <td>0 %</td> </tr> </tbody> </table>	Part des écoulements par type de réservoir			Matrice	Fracture	Surface	100 %	0 %	0 %			
Part des écoulements par type de réservoir															
Matrice	Fracture	Surface													
100 %	0 %	0 %													
	Cours d'eau drainant (type Nanheul)	Vidange lente de la nappe principale	<table border="1"> <thead> <tr> <th colspan="4">Part des écoulements par type de réservoir</th> </tr> <tr> <th>Matrice</th> <th>Fracture</th> <th>Karst</th> <th>Surface</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>100 %</td> <td>0 %</td> <td>0 %</td> <td>0 %</td> </tr> </tbody> </table>	Part des écoulements par type de réservoir				Matrice	Fracture	Karst	Surface	100 %	0 %	0 %	0 %
Part des écoulements par type de réservoir															
Matrice	Fracture	Karst	Surface												
100 %	0 %	0 %	0 %												
Phase 1 Début de la montée de crue 	Cours d'eau perché (type Aulnois, Maldite)	Ruissellement sur les versants	<table border="1"> <thead> <tr> <th colspan="3">Part des écoulements par type de réservoir</th> </tr> <tr> <th>Matrice</th> <th>Fracture</th> <th>Surface</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>20 %</td> <td>0 %</td> <td>80 %</td> </tr> </tbody> </table>	Part des écoulements par type de réservoir			Matrice	Fracture	Surface	20 %	0 %	80 %			
Part des écoulements par type de réservoir															
Matrice	Fracture	Surface													
20 %	0 %	80 %													
	Cours d'eau drainant (type Nanheul)	Ruissellement sur les versants et écoulement faible constaté sur les principales émergences lié à une élévation de la zone épinoyée	<table border="1"> <thead> <tr> <th colspan="4">Part des écoulements par type de réservoir</th> </tr> <tr> <th>Matrice</th> <th>Fracture</th> <th>Karst</th> <th>Surface</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>20 %</td> <td>0 %</td> <td>5 %</td> <td>75 %</td> </tr> </tbody> </table>	Part des écoulements par type de réservoir				Matrice	Fracture	Karst	Surface	20 %	0 %	5 %	75 %
Part des écoulements par type de réservoir															
Matrice	Fracture	Karst	Surface												
20 %	0 %	5 %	75 %												
Phase 2 Montée de crue 	Cours d'eau perché (type Aulnois, Maldite)	Accentuation du ruissellement sur les versants	<table border="1"> <thead> <tr> <th colspan="3">Part des écoulements par type de réservoir</th> </tr> <tr> <th>Matrice</th> <th>Fracture</th> <th>Surface</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>10 %</td> <td>0 %</td> <td>90 %</td> </tr> </tbody> </table>	Part des écoulements par type de réservoir			Matrice	Fracture	Surface	10 %	0 %	90 %			
Part des écoulements par type de réservoir															
Matrice	Fracture	Surface													
10 %	0 %	90 %													
	Cours d'eau drainant (type Nanheul)	Mise en charge de toutes les émergences karstiques, participation du ruissellement (en faible proportion) et recharge aquifère	<table border="1"> <thead> <tr> <th colspan="4">Part des écoulements par type de réservoir</th> </tr> <tr> <th>Matrice</th> <th>Fracture</th> <th>Karst</th> <th>Surface</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>10 %</td> <td>0 %</td> <td>70 %</td> <td>20 %</td> </tr> </tbody> </table>	Part des écoulements par type de réservoir				Matrice	Fracture	Karst	Surface	10 %	0 %	70 %	20 %
Part des écoulements par type de réservoir															
Matrice	Fracture	Karst	Surface												
10 %	0 %	70 %	20 %												
Phase 3 Décrue 	Cours d'eau perché (type Aulnois, Maldite)	Interruption du ruissellement puis vidange des systèmes fissural et matriciel des nappes perchées nouvellement rechargées	<table border="1"> <thead> <tr> <th colspan="3">Part des écoulements par type de réservoir</th> </tr> <tr> <th>Matrice</th> <th>Fracture</th> <th>Surface</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>40 %</td> <td>50 %</td> <td>10 %</td> </tr> </tbody> </table>	Part des écoulements par type de réservoir			Matrice	Fracture	Surface	40 %	50 %	10 %			
Part des écoulements par type de réservoir															
Matrice	Fracture	Surface													
40 %	50 %	10 %													
	Cours d'eau drainant (type Nanheul)	Tarissement total ou partiel des émergences karstique puis vidange des systèmes fissural et matriciel de la nappe principale nouvellement rechargé	<table border="1"> <thead> <tr> <th colspan="4">Part des écoulements par type de réservoir</th> </tr> <tr> <th>Matrice</th> <th>Fracture</th> <th>Karst</th> <th>Surface</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>30 %</td> <td>55 %</td> <td>5 %</td> <td>10 %</td> </tr> </tbody> </table>	Part des écoulements par type de réservoir				Matrice	Fracture	Karst	Surface	30 %	55 %	5 %	10 %
Part des écoulements par type de réservoir															
Matrice	Fracture	Karst	Surface												
30 %	55 %	5 %	10 %												
Légende  Couche peu perméable  Calcaire  Mur aquifère  Source		 Ecoulement issu de la matrice poreuse (lent)  Ecoulement issu de la porosité de fissure/fracture (+ ou - rapide)  Ecoulement issu de la porosité de conduit (très rapide)  Ruissellement (très rapide)	Remarque Les volumes et temps caractéristiques sont donnés à titre indicatif, ils correspondent à des valeurs estimées sur les crues suivies et ne peuvent être extrapolés sur l'ensemble des crues observées sur ces exutoires. Les conditions de recharge des systèmes ainsi que les précipitations (durée, intensité) étant, d'une crue à une autre, très variables.												

CONCLUSION DU CHAPITRE 6

L'étude d'une seule crue sur chaque exutoire ne peut rendre compte de la complexité des systèmes de drainage. Les temps des épisodes de crue, les fluctuations géochimiques, les relevés et constations de terrain, permettent cependant d'isoler les principaux processus hydrologiques qui façonnent les hydrogrammes. Au droit des systèmes de bas plateaux investis, ces processus diffèrent dans toutes les zones aquifères.

Au niveau de la zone d'infiltration. C'est l'impact des morphologies de l'exokarst qui explique la variabilité du temps d'arrivée vers la zone noyée.

Sur les systèmes karstiques, la réponse hydrodynamique est peu différée dans le temps par rapport à l'impulsion pluviométrique : l'absorption d'une partie des écoulements de surface par les morphologies du karst permet une infiltration vers la zone noyée qui a été jugée rapide (quelques dizaines d'heures après l'évènement pluvieux), elle mobilise cependant des volumes en surface peu conséquents. Une partie de l'alimentation de la zone noyée est donc issue de la porosité secondaire que constituent les discontinuités verticales des systèmes (fractures).

Sur les émergences des milieux fissurés peu ou pas karstiques, l'important délai entre l'impulsion pluviométrique et les prémices de la réponse hydrologique est la conséquence de la longue percolation vers la zone noyée (plusieurs jours) des eaux qui transitent par des discontinuités très étroites ; le transit vertical de l'eau est de surcroît fréquemment retardé par des niveaux imperméables sur ces systèmes (cette rétention de l'eau peut également s'exercer sur les systèmes karstiques).

Au niveau de la zone noyée. La variabilité des comportements de la zone noyée est fonction de la capacité d'évacuation des volumes emmagasinés, contrôlée par le degré de maturation des structures de drainage horizontal.

Sur les systèmes karstiques, le drainage est assuré par un réseau de drains transmissifs qui permet l'évacuation rapide des eaux nouvellement infiltrées ; en attestent les variations hydrodynamiques et géochimiques très accusées. La mise en charge de ces drains est assurée par une élévation du niveau épinoyé, provoquée d'une part par les morphologies d'infiltration rapide mais également par les systèmes de porosité aquifère secondaires (soit les fractures et les fissures). En phase de décrue, les morphologies de l'exokarst n'alimentent plus la zone

noyée, les écoulements au droit des drains karstiques se tarissent rapidement, les volumes qui transitent aux exutoires sont issus de ces réservoirs à porosité secondaire mais également des blocs de porosité primaire rechargées par les précipitations de l'épisode pluvieux.

Sur les systèmes fissurés, les phases de crue très étalées dans le temps observée (deux à trois semaines entre les phases de tarissement encadrant le gonflement hydrométrique) et les variations géochimiques modestes évoquent une zone noyée contrôlée par un drainage peu efficient, qui se réalise principalement via les fissures et fractures de porosité secondaire.

En surface. Comme le révèle l'étude des crues sur la Maldite et l'Aulnois, les processus de mises en charge dominants correspondent à un ruissellement "classique", soit un écoulement des eaux en surface ou en subsurface.

CONCLUSION DE LA DEUXIEME PARTIE

Les suivis hydroclimatique et géochimique ont permis d'attester que la présence d'une couverture apparait comme un facteur de la variabilité des comportements hydrodynamiques éminemment différenciatif. En fonction de la localisation de la zone de vidange et de la proximité du front de karstification, plusieurs configurations ont été perçues.

En présence d'une couverture

Dans le cas où l'impluvium est marqué majoritairement par la présence d'une couverture (configuration des émergences d'aval pendage), l'infiltration y est ternaire et profite à la structuration du drainage en zones non saturée et noyée ; le comportement est karstique.

Dans le cas où l'impluvium est marqué en partie par la présence d'une couverture (configuration des émergences d'amont pendage et de certains bassins de surface), les émergences sourdent des strates calcaires non recouvertes et le degré de karstification variable des structures de drainage (fonction par exemple de la lithologie de la couverture) y commande des écoulements plus ou moins rapides et hiérarchisés. Selon l'incision des vallées, l'énergie mécanique permet, à des degrés variables, une ramification des écoulements en amont de la zone de vidange aquifère et, lors des sollicitations pluviométriques, une participation des réseaux de drains développés dans les zones d'infiltration et noyée.

Un recul marquée de la couverture occasionne une évolution des conditions d'infiltration ne permettant plus l'expression d'un comportement karstique (Marsaud B., 1996). Le fonctionnement est majoritairement commandé par des infiltrations lentes et l'absence d'une véritable structuration de l'infiltration est préjudiciable à l'endokarstification des systèmes. Lors des crues majeures, une partie de l'écoulement peut toutefois être alimenté par un drainage rapide.

En l'absence de couverture

Au droit des émergences souterraines, que l'on se situe en aval-pendage ou en amont-pendage, les structures de drainage ne sont pas fonctionnelles, les écoulements peu hiérarchisés et les mises en charge des systèmes s'opèrent très lentement en réponse à des transits horizontaux et verticaux qui s'effectuent dans des systèmes d'étroites discontinuités. Un tel comportement est symptomatique de l'absence d'endokarstification des systèmes, il est le reflet, le plus souvent, d'une infiltration uniaxiale qui inhibe les phénomènes de dissolution.

Dans les bassins de surface, les écoulements constatés sont faibles, les rivières et ruisseaux allogènes aux plateaux calcaires étant pour la plupart peu incisés dans le plateau. Le fonctionnement se caractérise par :

- une propension à l'infiltration laissant un cours perché ;
- une alimentation par les nappes secondaires, qui, du fait de leurs médiocres dispositions hydrogéologiques, conditionnent en période estivale un faible soutien d'étiage et en période hivernale des écoulements majoritairement originaires du ruissellement.

Nous retiendrons également et indépendamment du recul de couverture, que l'écoulement lorsqu'il se réalise par des émergences localisées en fond de vallée incisée est assuré par un drainage des systèmes matriciels capacitifs des aquifères principaux donnant un tarissement lent et un soutien relatif des étiages.

Conclusion générale

Ce travail est une contribution à l'étude des circulations de l'eau en domaine de bas plateaux calcaires.

Il a été montré, dans la première partie de cette recherche, que les modalités de l'écoulement sur et dans les bas plateaux calcaires du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien sont dépendantes de nombreux paramètres qui s'agrègent de façon variable. Degré de maturité et morphologies du karst, compartimentage et contrastes de perméabilité des aquifères, tectonique et fracturation sont autant de facteurs qui ont une incidence sur les écoulements hypogés. Cette première partie a permis, à l'échelle des aquifères, de préciser, outre l'implication respective de ces paramètres dans le cycle de l'eau, leurs répartitions spatiales dévoilant ainsi que les systèmes de bas plateaux suivis présentent finalement une configuration dominante de milieux peu karstiques où les écoulements sont très majoritairement déterminés par les porosités primaire et secondaire des systèmes. L'identification de chacune de ces masses d'eau par l'atlas hydrogéologique du bassin Rhin-Meuse comme "*à grande vulnérabilité liée au caractère karstique du réservoir*" (AERM (a),(b),(c),2002) nous apparaît à présent comme éloignée des constatations réalisées : les structures de drainage évoluées et dans lesquelles les écoulements sont rapides et hiérarchisés sont circonscrites spatialement à quelques systèmes dont les développements cumulés ne représentent vraisemblablement même pas 5 % des surfaces conjuguées des trois plateaux.

Cette recherche nous autorise également à considérer que la représentation schématique "traditionnelle" de l'aquifère karstique n'est pas applicable, en l'état, aux systèmes de bas plateaux investis. Au contraire, nous proposons la synthèse suivante reprenant une distinction entre zone d'infiltration et zone noyée (figure conclusion générale 1).

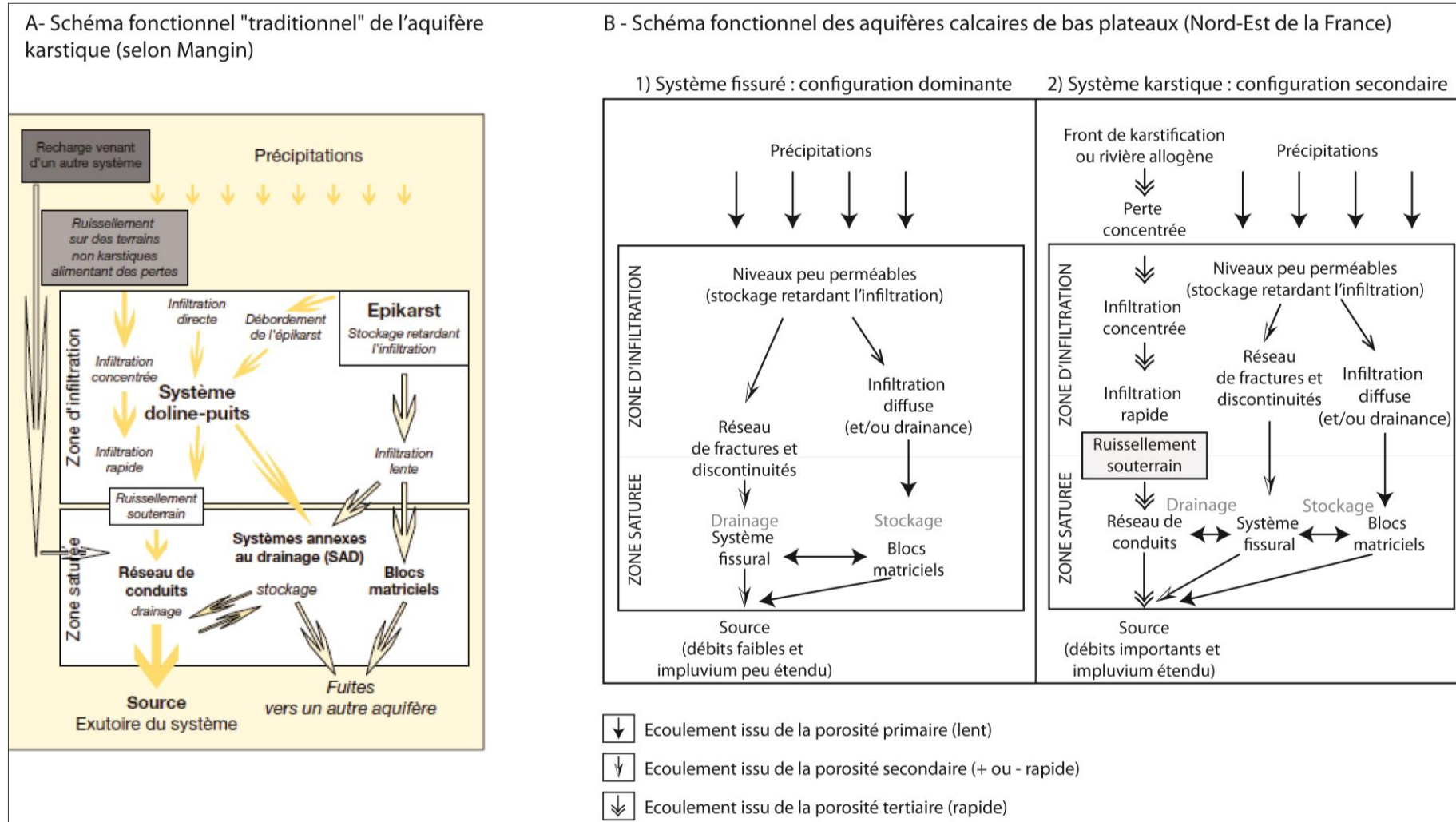
CONCLUSION GENERALE

Au niveau de la zone d'infiltration, nous notons, indépendamment du degré de karstification de celle-ci, l'absence d'un véritable épikarst ; dans l'épikarst, on trouve une nappe supérieure dans laquelle porosité et perméabilité sont importantes en réponse à une altération de sub-surface accusée. Dans notre domaine d'étude, la partie supérieure de la zone d'infiltration des aquifères est, le plus souvent, marquée par des niveaux peu perméables qui inhibent l'existence d'une telle structure de drainage perchée. Par contre, ces niveaux ont un impact hydrodynamique semblable à l'épikarst traditionnel : ils peuvent retenir en leur sein d'importantes réserves d'eau et permettre une infiltration retardée vers la zone noyée (Emblanch, 1997, Emblanch *et al.*, 2006; Batiot, 2002). En outre, le schéma classique, qui oppose l'infiltration rapide se réalisant au niveau des morphologies d'infiltration de surface et l'infiltration lente qui s'exerce au droit du calcaire nu, n'est valable que dans les zones de contact lithostratigraphique et pour les pertes concentrées des rivières allogènes.

Au niveau de la zone noyée. La représentation classique évoque une redistribution de l'eau conditionnée par la triple porosité des systèmes karstiques et par des échanges entre les structures de stockage (les systèmes annexes au drainage et le bloc matriciel) et les structures de drainage (le réseau de conduits). Si cette configuration semble exister localement au sein des systèmes suivis, elle n'est cependant pas celle qui prévaut. La configuration dominante est celle d'un milieu peu ou pas karstifié, où la porosité primaire des strates calcaires joue le rôle de réservoir de stockage et où le réseau de fissures/fractures permet la circulation des volumes emmagasinés. Nous notons par ailleurs qu'au sein des bas plateaux, sur les systèmes karstifiés, aucune observation n'a permis de mettre en évidence l'existence de systèmes annexes au drainage (SAD) ; nous suggérons que la fonction capacitive est principalement assurée par les blocs matriciels et les structures de porosité secondaire.

CONCLUSION GENERALE

Figure conclusion générale : Schémas fonctionnels des systèmes fissurés (B, 1) et karstiques (B, 2) des bas plateaux du Nord-Est de la France



CONCLUSION GENERALE

Si la première partie a permis, par l'identification des paramètres structurels contrôlant les écoulements, de présager de certains comportements ceux-ci n'ont pu être véritablement révélés que par l'élaboration d'un programme de mesures aux exutoires drainant ces formations calcaires.

Car les enseignements sont également méthodologiques. Nous avons choisi une approche terrain pour tirer l'information directement des flux : l'équipement de 7 stations hydrométriques, les campagnes de mesure saisonnières, l'observation en continu et l'analyse de ces données collectées à deux échelles de temps, l'échelle annuelle et celle de l'évènement, sont le point fort de ce travail, exposés dans la deuxième partie.

A l'échelle annuelle, nous avons d'abord traduit quantitativement l'hétérogénéité géologique des revers de plateau :

- en basses eaux, par la diversité des rythmes de vidange constatée entre les nappes principales et les nappes secondaires sus-jacentes ;
- en hautes eaux, par le drainage composite et les restitutions différées au cours du temps expliqués par le cloisonnement fréquent (vertical et/ou latéral : rôle de la tectonique) des différents aquifères.

Nous avons ensuite, à ce niveau d'échelle, mis en évidence deux types de systèmes caractéristiques des milieux de bas plateaux ; d'une part, les systèmes considérés comme peu fonctionnels où l'absence d'organisation des écoulements confère au milieu un comportement proche de ceux observés en milieu fissuré (forte inertie, effet filtre important, hydrogramme aplati) ; et, d'autre part, les systèmes identifiés comme fonctionnels, où les écoulements sont organisés dans un comportement de type karstique (inertie "moyenne", effet filtre moins marqué, hydrogramme effilé). Ces fonctionnements ont été quantifiés par des indicateurs simples et reproductibles qui facilitent des classifications et des comparaisons entre les exutoires (et qui permettent de les étendre à d'autres systèmes dans le futur, en milieu de bas plateaux par exemple). Proposant des degrés de fonctionnalité, ces indicateurs peuvent, par ailleurs, être utilisés en complément des démarches géomorphologiques pour définir l'état de vie d'un système : l'absence d'endokarstification de certains systèmes

CONCLUSION GENERALE

n'auraient, par exemple, pu être révélées par une simple phase d'identification hydrokarstique.

Pour apporter des éléments supplémentaires sur les fonctionnements, nous avons, par la suite, opté pour un suivi de certaines crues sur les exutoires instrumentées. Nous avons pu, en zoomant à l'échelle de l'évènement, "traquer" les caractères véritablement intrinsèques du drainage dans les différents systèmes et observer comment s'y traduisent, lors de la mise en charge, les différences fonctionnelles identifiées à l'échelle annuelle. C'est ainsi qu'il a été mis en évidence, au droit des zones d'émergences (qu'elles soient karstiques, fissurées ou de surface), des temps, des volumes et des formes de courbes géochimiques caractéristiques révélant les proportions respectives des différentes porosités dans les fonctionnements de crue. Ce niveau d'analyse a été d'autant plus essentiel qu'aucun accès, pratiquement, ne permet d'identifier *in situ* les éléments du drainage des bas plateaux investis.

Il reste encore nombre de grands pans de la connaissance des hydrosystèmes calcaires de bas plateaux à explorer : temps de séjour et âge des eaux dans les aquifères (que ce soit en milieu fissuré ou karstifié), taille des conduits dans les systèmes qui vidangent les fronts de karstification, les volumes que ceux-ci représentent au sein d'un massif, l'existence ou non de systèmes annexes de drainage que constituant de véritables zones de stockages perméables au sein des bas plateaux sont autant d'éléments qui peuvent animer des recherches futures. Nous considérons que ces éventuelles recherches futures doivent se poursuivre, pour apporter un maximum d'éléments sur les fonctionnements, d'un suivi systématique des variables géochimiques et/ou isotopiques (au-delà de la seule conductivité électrique précieuse pour évaluer la part d'eau nouvelle mais limitée en l'absence d'un suivi d'autres variables géochimiques) en parallèle aux instrumentations hydroclimatiques

Enfin, cette conclusion nous permet d'évoquer d'autres perspectives, notamment en termes de modélisation hydrologique. Les informations d'entrée (précipitations) et de sorties (débit et évapotranspiration) sont connues localement, les réservoirs identifiés et la structure interne a été établie... il "ne reste qu'à" développer une application numérique.

BIBLIOGRAPHIE

- AERM (1976). Etude de possibilité de captage des eaux souterraines du Dogger dans la région de l'Esch et du Terroin. AERM, Rozérieulles, 15 p.
- AERM (1977). Etude géologique et hydrogéologique des calcaires du Dogger dans l'est Toullois. AERM, Rozérieulles, 35 p.
- AERM (1978). Possibilités d'exploitation du réservoir aquifère du Dogger dans les Ardennes et le Nord de la Meuse. AERM, Rozérieulles, 25 p.
- AERM (1979). Possibilités d'exploitation du réservoir aquifère du Dogger entre Toul et Pont-à-Mousson. AERM, Rozérieulles, 24 p.
- AERM. (1982). Une importante ressource en Lorraine : la nappe du Dogger. AERM, Rozérieulles, 24 p.
- AERM. (a). (2002). Atlas hydrogéologique du bassin Rhin-Meuse. Calcaires du Muschelkalk de Lorraine. AERM, Rozérieulles, 3 p.
- AERM. (b). (2002). Atlas hydrogéologique du bassin Rhin-Meuse. Calcaires de l'Oxfordien du Bassin parisien. AERM, Rozérieulles, 4 p.
- AERM. (c). (2002). Atlas hydrogéologique du bassin Rhin-Meuse. Calcaires du Dogger. AERM, Rozérieulles, 5 p.
- AERM. (a). (2009) SDAGE « Rhin ». Présentation synthétique de la gestion de l'eau dans le district « Rhin ». AERM, Rozérieulles, t. 8, 82 p.
- AERM. (b). (2009) SDAGE « Meuse et Sambre ». Présentation synthétique de la gestion de l'eau dans le district « Meuse et Sambre ». AERM, t. 9, Rozérieulles, 67 p.
- ANDREO B., CARRASCO F., BAKALOWICZ M., MUDRY J. & VADILLO I. (2002). Use of the hydrodynamic and hydrochemistry to characterise carbonate aquifers. Case study of the Blanca-Mijas unit (Malaga, southern Spain). *Environmental Geology*, 43, 108-119.
- AQUILINA L., LADOUCHE B., DOERFLIGER N. & BAKALOWICZ, M. (2004). Water circulation, residence time and water-rock interaction in a complex karst hydrosystem (Thau lagoon, S-France). *Ground water*, 41(6), pp. 790- 805.
- ASHTON K. (1966). The analysis of flow data from karst drainage systems. *Transactions of the Cave Research Group of Great Britain*, 7, pp. 161-203.

BIBLIOGRAPHIE

- ATKINSON T.C. (1977). Diffuse flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain). *Journal of Hydrology*, 35, pp. 93-110.
- AUDRA P. (2001). Mesures de débit et traçages : manuel à l'usage des spéléologues. 44 p.
- BAILLY D. (2009). *Vers une modélisation des écoulements dans les massifs très fissurés de type karst : étude morphologique, hydraulique et changement d'échelle*. Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse, thèse de doctorat. 220 p.
- BAILLY-COMTE D. (2009). *Interactions hydrodynamiques surface/souterrain en milieu karstique. Approche descriptive, analyse fonctionnelle et modélisation hydrologique appliquées au bassin versant expérimental du Coulazou, Causse d'Aumelas, France*. Thèse de doctorat, université de Montpellier,. 215 p.
- BAKALOWICZ M. (1977). Etude du degré d'organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonatés par une méthode hydrogéochimique nouvelle. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA -Earth and Planetary Science*, 284: 2463-2466.
- BAKALOWICZ M. (1979). *Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification*. Thèse d'Etat, Université Pierre et Marie Curie-Paris IV.
- BAKALOWICZ M. (2010). Karst et ressources en eau souterraine : un atout pour le développement des pays méditerranéens. *Sécheresse*, 21 (1^e), pp 1-6.
- BATIOU C. (2002). *Etude expérimentale du cycle du carbone en régions karstiques. Apport du carbone organique et du carbone minéral à la connaissance hydrogéologique des systèmes. Site expérimental de Vaucluse, Jura, Larzac, Région Nord-Montpelliéraine, Nerja (Espagne)*. Thèse de doctorat, université d'Avignon, 247 p.
- BLAVOUX, B. & MUDRY, J., (1983). Séparation des composantes de l'écoulement d'un exutoire karstique à l'aide des méthodes physico-chimiques. *Hydrogéologie*, 4: pp. 269-278.
- BIRK S., LIEDL R., & SAUTER M. (2004). Identification of localised recharge and conduit flow by combined analysis of hydraulic and physico-chemical spring responses (Urenbrunnen, SW-Germany). *Journal of Hydrology*, 286, pp. 179-193.

BIBLIOGRAPHIE

- BONNET M., THIERY D., BONIN H. & PLALOC H. (1979). Etude par modèles mathématiques des écoulements en milieu karstique. Application au karst de l'Hortus. Rapport BRGM, 79 SGN 733 HYD, 59 p.
- BOX, G. E. P., & JENKINS, G. (1976). *Time Series Analysis: forecasting and control*. San Francisco, CA Holden-Day, 576 p.
- BURGER A. (1980). Rapport général sur le thème 3 : milieux karstique. Mémoire hors série de la Société Géologique de France. 11, pp 3-8.
- CARPENTIER C. (2004). *Géométries et environnements de dépôt de l'Oxfordien de l'Est du Bassin de Paris*. Thèse de doctorat, université de Nancy I, 470 p.
- COLLON P. (2003). *Evolution de la qualité de l'eau dans les mines abandonnées du bassin ferrifère lorrain. De l'expérimentation en laboratoire à la modélisation in situ*. Thèse de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 247 p.
- CORBEL J. (1957). *Les karsts du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison. Etude sur le rôle du climat dans l'érosion des calcaires*. Revue de géographie de Lyon. Université de Lyon (hors-série), thèse, 541 p.
- COSANDEY C. & ROBINSON M. (2000). *Hydrologie continentale*. Armand Colin, Paris, 359 p.
- COURREGES M. (1997). Le crypto-karst de la péninsule du Médoc ; crypto-altération, dissolution, karst sous-marin et évolution quaternaire. *Quaternaire*, AFEQ – Maison de la Géologie, Paris, volume 8, n° 2-3, pp. 289-304.
- CVIJIC J. (1893). *Das Karstphänomen, Versuch einer morphologischen Monographie*. Geographische Abhandlungen, band V, Heft 3, 113 p.
- DAVIS W.M. (1930). Origin of limestone caverns. *Geological Society of America Bulletin*, pp. 475-628.
- DENYS-THOMAS E. (2006). *Ressources en eau, écoulements de surface et souterrain sur le revers de la Côte de Meuse : exemple de la région de Grand (plateau du Haut-Pays)*. Mémoire de Master 2 Recherche de Géographie, université de Nancy 2, 108 p.
- DENYS-THOMAS E & HARMAND D. (2006). Le karst de contact lithostratigraphique du plateau du Haut-Pays. Exemple de la Forêt de Trampot. *In : Annales de la Société d'émulation du département des Vosges.*, n. s. n° 17, 5-13.

BIBLIOGRAPHIE

- DEVOS A. (1996). *Hydrologie et aménagements hydrauliques de la Saulx et de l'Ornain (Lorraine)*. Thèse de doctorat, université de Metz, 443 p.
- DEVOS A., MARRE A., LEJEUNE O., PARGNY D., COMBAUD A., LOSSON B., LEBAUT S., GILLE E., MANCEAU L. FRANÇOIS D., DROGUE G., HARMAND D., (2009). Variabilité spatiale des débits des cours d'eau dans la région Meuse/Haute-Marne. Acquisition de données de terrain et modèle conceptuel. Rapport ANDRA n° C.RP.0GRU.09.0002, vol. 1 et 2, 143 p.
- DEVOS A. (2010). *Les conditions d'écoulement des plateaux calcaires de l'Est de la France. Volume 1*. Mémoire d'habilitation à diriger les recherches, Reims, 303 p.
- DÖRFLIGER N. (2008). Guide méthodologique, les outils de l'hydrogéologie karstique. Avec la collaboration de Corchet P., Guerrin R., Jozja N., Marsaud B., Mondain P., Meut P., Plagnes V., BRGM-RP-58327-FR, 246 p.
- DONNADIEU G. & KARSKY M. (2002). *La systémique : penser et agir dans la complexité*. Editions LIASONS, Joël de Rosnay, Seuil.
- DREISS S.J. (1989). Regional scale transport in karst aquifers. 1. Component separation of spring flow hydrographs. *Water Resources Research*, 25(1), pp 117-126.
- DROGUE C. (1969). *Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques d'après l'exemple de quelques karsts méditerranéens*. Thèse de doctorat, université de Montpellier, 482 p.
- EL-HAKIM M. (2005). *Les aquifères karstiques de l'Anti-Liban et du nord de la plaine de la Bekaa : caractéristiques, fonctionnement, modélisation, gestion et protection*. Thèse de doctorat, université de Montpellier 2. 185 p.
- EL-HAJJ A. (2008). *L'aquifère carbonate karstique de Chekka (Liban) et ses exutoires sous marins. Caractéristiques hydrogéologiques et fonctionnement*. Thèse de doctorat, université de Montpellier. 227 p.
- EMBLANCH, C. (1997). *Les équilibres chimiques et isotopiques du carbone dans les aquifères karstiques : étude en région méditerranéenne de montagne*. Thèse de doctorat, université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 198 p.
- EMBLANCH, C., GARRY, B., BLONDEL, T., MARC, V. & ANDREO, B., (2006). Karst aquifers : a high diversity but also a same identity. *Karst, cambio climatico y aguas subterranas*, Malaga, pp. 365-368.
- ESTIENNE P. & GODARD A. (1990). *Climatologie*. A. Collin, Paris, 136 p.

BIBLIOGRAPHIE

- FISTER V. & GILLE E. (2011). Vers la connaissance des dynamiques d'écoulement d'un karst de contact lithostratigraphique - Le cas du karst oxfordien de l'interfluve Meuse/Marne. *Proc. H2karst, 9th Conference on Limestone Hydrogeology*, Besançon (France), pp 185-188.
- FORD D. & WILLIAMS P. (1989). *Karst geomorphology and hydrology*. Chapman & Hall, Londres, 601 p.
- FORD D. (2011). Expect the Unexpected! Groundwater Flow in Karstified Carbonate Aquifers. *Proc.H2Karst, 9th Conference on Limestone Hydrogeology*, Besançon (France) 1-3 sep. 2011.
- FOURNIER M. (2003). *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)*. Thèse de doctorat, université de Rouen, 198 p.
- GAMEZ P. (1977) - *Etude géomorphologique d'un bassin-versant karstique : les Bouillons de Delut (Meuse)*. Mémoire de maîtrise géographie, université de Metz, 64 p.
- GAMEZ P., GRAS F., SARY M. (1979). Le revers de la Dalle d'Etain en Lorraine septentrionale. Un exemple de l'influence du karst sur la géodynamique externe. *Ann. Sté Géol. de Belgique*, t.102, pp. 47-52.
- GAMEZ P. (1985). Karstologie Lorraine. *Spéleo L*, LISPEL (et FFS), Nancy n°15, pp 35-45.
- GAMEZ P. (1992). *Hydrologie et karstologie du bassin du Loison (Woëvre septentrionale)*. Thèse de doctorat éditée dans Mosella, PUM, Metz (1991 (parution 1995), t.XXI, 453 p.
- GEZE B. (1937). Etude hydrogéologique et morphologique de la bordure SW du Massif Central. *Annale de l'Institution de l'Agronomie*, Paris, t. XXIX, 81 p.
- GEZE B. (1965). Les conditions hydrogéologiques des roches calcaires. *Chronique d'hydrogéologie*, BRGM, Série III, 7, pp 9-39.
- GILLE E. (1985). *Contribution à l'étude hydrologique des bassins de la Meuse et de la Moselle. Problématique de l'utilisation d'un modèle couplé à discrétisation spatiale*. Thèse de doctorat, Ecole Nationale supérieure des Mines. Université Pierre et Marie Curie, 213 p.
- GILLI E. (2010). Les traceurs fluorescents en domaine karstique. In : AUDRA P. (dir.), Grottes et Karsts de France. *Karstologia Mémoires*, n° 19, AFK, pp. 130-131.

BIBLIOGRAPHIE

- Glossaire International d'Hydrologie (1992) : <http://www.cig.ensmp.fr/~hubert/glu/aglo.htm>
- GRASSO, D.A., (1998). *Interprétation des réponses hydrauliques et chimiques des sources karstiques*. Thèse de doctorat, université de Neuchâtel, 120 p.
- GRIMES, K.G., (1997). Redefining the boundary between karst and pseudokarst : a discussion. *Cave and Karst Sc.*, 24(2), pp 87-90.
- GRIOLET C., CORBONNOIS J., DECLoux J.P, SAINT PE M., SARY M. (1987). Synthèse des études concernant les eaux souterraines. V. Nappe du Dogger. Département de la Moselle et de la Meurthe et Moselle. V. Nappe du Dogger. CEGUM, Metz, t. V, 17 p.
- HARMAND D. , LEJEUNE O. , JAILLET S. , ALLOUC J. , OCHIETTI S. , BRULET J. , FAUVEL P.J. , HAMELIN B. , LAURAIN M. , LE ROUX J. , MARRE A. , PONS-BRANCHU E. , QUINIF Y. & DEVOS A. (2004). Dynamique de l'érosion dans le Barrois et le Perthois (Est du bassin de Paris) : Incision et karstification dans les bassins-versants de la Marne, de la Saulx et de l'Ornain. *Quaternaire*, 15 (4), pp. 305-318.
- LE ROUX J., HARMAND D. (2009). Le site de Neufchâteau, une convergence des vallées au sein des causses vosgiens. In: ROTHOT J.P. & HUSSON J.P. coord. (2008). Actes des Journées d'études vosgiennes. Patrimoine et culture du Pays de Neufchâteau (Neufchâteau 24/10/2008). Fédération des Sociétés Savantes des Vosges. Amis du Livre et du Patrimoine de Neufchâteau, pp. 11-57.
- IFN (2004). Plateaux calcaires du Nord-Est de la France. Nogent-sur-Vernisson, IFN, 16 p.
- JEANNIN P.Y (1996). *Structure et fonctionnement des aquifères karstiques*. Thèse de doctorat, CHYN, Neuchâtel, 237 p.
- JENNINGS J.N (1971). *Karst*. The M.I.T Press, Cambridge (Massachusetts), 253 p.
- JAILLET S. (2000). *Un karst couvert de bas-plateau : le Barrois (Lorraine /Champagne, France). Structure-Fonctionnement-Evolution*. Thèse de doctorat, université de Bordeaux III, 2 vol., 712 p.
- JAILLET S., LOSSON B., BRULHET J. CORBONNOIS J., HALEMIN B., PONS-BRANCHU E., QUINIF Y. (2002). Apport des datations U/Th de spéléothèmes à la connaissance de l'incision du réseau hydrographique de l'Est du Bassin parisien. *Revue de géographie de l'Est*, Nancy, t. XLII, n°4, pp.185-195.

BIBLIOGRAPHIE

- KIRALY L. (1969). Statistical analysis of fractures (orientation and density). *Geol. Rdsch.*, v. 59, pp. 125–151.
- KIRALY L. (1988). Large-scale 3D groundwater flow modeling in highly heterogeneous geologic medium. In: I.C.e.a. Eds. (Editor), *Groundwater flow and quality modeling*. D. Riedel Publishing Company, pp. 761-775.
- LANG C. (2007). *Etiages et tarissements : vers quelles modélisations ? L'approche conceptuelle et l'analyse statistique en réponse à la diversité spatiale des écoulements en étiage des cours d'eau de l'Est français*. Thèse de doctorat, Université de Metz, 292 p.
- LAMBERT R. (1996). *Géographie du cycle de l'eau*. Toulouse, Presses de l'Université du Mirail, 439 p.
- LAROCQUE M., MANGIN A., RAZACK M., & BANTON O. (1998). Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karstic aquifer (Charente, France). *Journal of Hydrology*, 205, 217-231.
- LEJEUNE O. (2005) - *Dynamiques d'érosion des bas plateaux de l'Est de la France : l'exemple du bassin-versant amont de la Marne*. Thèse de doctorat, université de Reims Champagne-Ardenne, 590p.
- LE ROUX J. & SALADO J. (1980). *Fonctionnement des aquifères lorrains déduits des expériences de traçages colorimétriques*. SRAEL, Metz, 177 p.
- LEXA-CHOMARD A., PAUTROT C., (2006) (coord.). *Géologie et géographie de la Lorraine*. Éditions Serpenoise, 286 p.
- LOSSON B. (1996). *Approche sédimentologique pour l'identification des remplissages endo-karstiques à Pierre-la-Treiche*. Mémoire de DEA, université de Metz. 102 p.
- LOSSON B. (2003). *Karstification et capture de la Moselle (Lorraine, France) : vers une identification des interactions*. *Mosella*, t. XXIX, n° 1-2 [thèse doctorat géographie, univ. Metz (nov. 2003), 3 vol., 825 p.], 492 p. (+ 1 cd-rom).
- LOSSON B. (2009). Drainages de surface et souterrains : interaction et évolution en Lorraine centrale. *Karstologia Mémoires*, n° 17, pp. 219-225.
- LOSSON B., & JAILLET S. (2010). Les karsts de Lorraine. In : AUDRA P. (dir.), *Grottes et Karsts de France*. *Karstologia Mémoires*, n° 19, AFK, pp. 156-157.
- LOSSON B., FRANÇOIS D., & HARMAND D., (2011). IKARE : inventaire des phénomènes karstiques et des écoulements en milieu calcaire. Base de données

BIBLIOGRAPHIE

spéléo-karstologique du bassin Rhin-Meuse et des régions limitrophes. CEGUM, Metz, 29 p.

- MAIRE R. (1980). *Eléments de karstologie physique*. Spelunca spécial n°3, Paris (20^{ème} année), suppl. s 4, n°1, 56 p.
- MAKHIJANI A., LETZ H., JENTZSCH G., EWING R., DUBLYANSKY Y., DANKO G., DAEMEN J & APPEL D. (2005). Examen critique du programme de recherche de l'ANDRA pour déterminer l'aptitude du site de Bure au confinement géologique des déchets à haute activité et à vie longue. Rapport final, IEER, 309 p.
- MANGIN A. (1975). *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*. Ann. de Spéléologie, t.29 et t.30, fasc. 3,4 et 1 Thèse d'Etat, Université de Dijon, pp 282-332, 495-601 et 21-124.
- MANGIN A. (1984). Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. *Journal of Hydrology*, 67(1-4), 25-43.
- MANSUY D. (2005). *L'eau dans les formations argileuses et calcaires du Trias au sud de la Lorraine (France). Rôle des facteurs du milieu et des lithologies sur les processus de transfert de l'eau. Fonctionnement hydrologique des bassins versants et des cours d'eau*. Thèse de doctorat, Université de Metz, 241 p.
- MARRE A., LEJEUNE O., DEVOS A., GILLE E., HARMAND D., JAILLET S., LEBAUT S., LOSSON B., MANCEAU L. & PARGNY D. (2009). Site Meuse/Haute-Marne. Caractérisation du karst dans les calcaires oxfordiens en bordure du secteur Meuse/Haute-Marne. Acquisition de données de terrain et modèle conceptuel, rapport n° C.RP.0GRU.09.0001.2., 185 p.
- MARSAUD B. (1996). *Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir de résultats expérimentaux*. Thèse de Doctorat, université Paris VI. Ed. BRGM.
- MARTIN P. (1991). *Hydromorphologie des géosystèmes karstiques des versants nord et ouest de la Sainte Baume (Var, France). Étude hydrologique, hydrochimique et de vulnérabilité à la pollution*. Thèse de doctorat, université Aix-Marseille II, 326 p.
- MATHEVET T. (2002). *Analyse du fonctionnement du système karstique de Bange L'Eau-Morte (Bauges, Savoie & Haute-Savoie, France)*. Mémoire de DEA, laboratoire souterrain CNRS de Moulis/Université d'Orléans, 59 p.

BIBLIOGRAPHIE

- MEUS P. (1993). *Hydrogéologie d'un aquifère karstique dans les calcaires carbonifères (Néblon-Anthismes, Belgique). Apport des traçages à la connaissance des milieux fissurés et karstiques*. Thèse de Doctorat, université de Liège, 274 p.
- MOLINARI, J. (1976). Perspectives offertes par l'utilisation rationnelle des traceurs naturels et artificiels en hydrologie karstique. Commentaires de nombreux exemples récents de multitraçages, 2^{ème} Colloque Hydrologie en Pays Calcaires, Université de Besançon, pp 275-306.
- NICOD J. (1967). *Recherches morphologiques en Basse-Provence calcaire*. Thèse d'État, université d'Aix-en-Provence (Aix-Marseille 1), 557 p.
- NICOD J. (1994). Plateaux karstiques sous couverture en France, d'après des travaux récents. Caractères géomorphologiques et problèmes d'environnement. *Ann. de Géographie*, A. Colin, Paris, n°576, pp. 170-194.
- PADILLA A. & PULIDO-BOSCH A. (1995). Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *Journal of Hydrology*, 168, 73-89.
- PERRIN J., JEANNIN P.-Y., & ZWAHLEN F. (2003). Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. *Journal of Hydrology*, 279(1-4): 106-124.
- PLAGNES V. (1997). *Structure et fonctionnement des aquifères karstiques*. Thèse de doctorat, université de Montpellier, 376 p.
- PRECIGOUX-FRANÇOIS M. (1996). *Etude hydrologique et hydrogéologique du bassin de la Vaise*. Mémoire de maîtrise, université de Nancy II, 121 p.
- QUINIF Y. (1998). Dissipation d'énergie et adaptabilité dans les systèmes karstiques. *Karstologia*, Bordeaux, n° 31, pp. 1-11.
- REMENIERAS G. (1986). *L'hydrologie de l'ingénieur*. Editions Eyrolles, 462 p.
- SALOMON J.N. (2006). *Précis de karstologie*. Presses Universitaires de Bordeaux (2^{ème} édition), Pessac, 279 p.
- SCHOELLER H. (1965). Hydrodynamique dans le karst. Ecoulement et emmagasinement. AISH-UNESCO. Hydrologie de roches fissurées. Colloque de Dubrovnik, 1, pp 3-20.
- SHUDEL B., BIAGGI B., DERVEY T., KOZEL R., MÜLLER I., ROSS J.H. & SHINDLER U. (2002). Utilisation des traceurs en hydrogéologie. OFCN, Berne, 53 p.

BIBLIOGRAPHIE

- TAILLIEZ C. (1998). Hydrogéologie du bassin-versant de l'Aire amont (Meuse). *Mosella*, XXIII (1-2), pp. 131–148.
- TASSY A., MAXWELL M., BORGOMANO J., ARFIB B., FOURNIER F., GILLI E. & GUGLIELMI Y. (2011). Electrical resistivity tomography (ERT) of a coastal carbonate aquifer (Port-Miou, SE France). *Proc.H2Karst, 9th Conference on Limestone Hydrogeology*, Besançon (France) 1-3 sep. 2011, pp. 459-462.
- THILLAY M. (1979). *Etude géochimique et hydrodynamique des systèmes de l'Aroffe et de l'Aar. Plateau de Colombey-les-Belles, Meurthe-et-Moselle*. Thèse de doctorat, université de Nancy 1.
- TRICART J. (1952). *La partie orientale du Bassin de Paris (étude morphologique)*. SEDES, Paris, 2t. (t.1 : la genèse du bassin ; t2. l'évolution morphologique du Quaternaire), thèse, 473 p.
- VAUTE L. (2000). Surveillance des eaux souterraines du bassin ferrifère lorraine en 1999. Rapport final, BRGM/RP-50215-FR, 76 p.
- VAUTE L. (2004). Surveillance des eaux souterraines du bassin ferrifère lorraine en 2003. Rapport final, BRGM/RP-53276-FR, 108 p.
- VAUTE L. (2007). Surveillance des eaux souterraines du bassin ferrifère lorraine en 2006. Rapport final, BRGM/RP-56142-FR, 104 p.
- Wehrli, A. (1996). *Les modalités de la circulation de l'eau dans le bassin-versant topographique et hydrogéologique de l'Aroffe*. Mémoire de DEA, université de Metz, 87 p.
- Willem L. (2000). *Phénomènes karstiques en roches silicatés non carbonatés. Cas des grès, des micaschistes, des gneiss et des granites en Afrique sahélienne et équatoriale*. Thèse de Doctorat, Université de Liège, 262 p.

LISTE DES FIGURES, TABLEAUX ET PHOTOS

TABLE DES FIGURES

Chapitre 1

- Figure 1-1 : Approche structurelle de l'aquifère karstique (selon Kiraly L., 1988) - 12 -
Figure 1-2 : Schéma fonctionnel des systèmes karstiques (selon Mangin in. Bakalowicz, 2010) - 14 -
Figure 1-3 : Carte de situation des principaux plateaux karstiques sous couverture de France (selon Jaillet S., 2000) - 18 -
Figure 1-4 : Localisation des fronts de karstification (fond de carte : B. Losson, 2003, modifié) - 20 -
Figure 1-5 : Les fronts de karstification : (1) de la Woëvre septentrionale (selon Gamez P., 1992, modifié), (2) du bassin de la Fensch (selon Devos A., 2010, modifié), (3) de l'interfluve Meuse/Marne (selon Marre et al., 2009, modifié), (4) du bassin de l'Euron (selon Mansuy D., 2005, modifié) - 21 -
Figure 1-6 : Limite de la karstification par deux seuils de couverture (selon Jaillet S., 2000, modifié) - 22 -
Figure 1-7 : Le front de karstification hypothétique de l'interfluve Meuse/Marne - 23 -

Chapitre 2

- Figure 2-1 : Les cuestas et plateaux associés dans le Nord-Est de la France (fond de carte : Losson B., 2003, modifié) - 30 -
Figure 2-2 : Précipitations moyennes interannuelles dans le Nord-Est de la France (période 1971/2000) et localisation des postes pluviométriques utilisées - 33 -
Figure 2-3 : Régime des précipitations mensuelles aux stations Tressange, Remelfing, Saint-Mihiel, Padoux, Neufchâteau. Ces différents postes pluviométriques sont localisés sur la figure 2-2. - 34 -
Figure 2-4 : Réserve utile des plateaux calcaires du Nord-Est de la France (selon l'IFN, 2005) - 35 -
Figure 2-5 : Schéma du bilan hydrique selon Thornthwaite - 36 -
Figure 2-6 : Bilans hydriques des stations de Tressange, Neufchâteau et de Remelfing - 38 -
Figure 2-7 : Coupe géologique schématique de l'est de la France (source : AERM) - 39 -
Figure 2-8 : Localisation et présentation de l'aquifère du Muschelkalk - 40 -
Figure 2-9 : Stratigraphie et comportements hydrogéologiques de l'aquifère du Muschelkalk - 42 -
Figure 2-10 : Localisation et présentation de l'aquifère du Dogger - 43 -
Figure 2-11 : Stratigraphie et comportements hydrogéologiques de l'aquifère du Dogger - 48 -
Figure 2-12 : Localisation et présentation de l'aquifère Oxfordien - 49 -
Figure 2-13 : Stratigraphie et comportements hydrogéologiques de l'aquifère de l'Oxfordien - 53 -
Figure 2-14 : Localisation des principaux réseaux spéléologiques à l'échelle des auréoles calcaires de l'Oxfordien, du Dogger et du Muschelkalk (selon Losson & Jaillet, 2010, modifié) - 55 -
Figure 2-15 : Les indicateurs du karst recensés sur les aquifères calcaires du Muschelkalk, Dogger et Oxfordien - 56 -
Figure 2-16 : La répartition des phénomènes karstiques de pertes sur les aquifères calcaires du Muschelkalk, Dogger et Oxfordien - 58 -
Figure 2-17 : La répartition des phénomènes karstiques d'émergence sur les aquifères calcaires du Muschelkalk, Dogger et Oxfordien - 58 -
Figure 2-18 : Répartition spatiale des réservoirs et des influences structurelles locales à l'échelle des trois plateaux du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien - 61 -

Chapitre 3

- Figure 3-1 : Les modes d'infiltration des aquifères calcaires de bas plateaux du nord-est de la France (selon Jaillet S., 2000, modifié). Le schéma présente une configuration de plateau et ne présente pas les phénomènes de perte concentrée, localisée en fond de vallée. - 64 -
Figure 3-2 : Géologie du bassin versant de l'Aroffe et localisation des phénomènes de pertes - 66 -
Figure 3-3 : Débits moyens mensuels caractéristiques d'étiage (fréquence 1/5) (source : débit des catalogues d'étiage de la Meuse, AERM, 1987) et localisation des pertes diffuses de la Meuse - 71 -
Figures 3-4 : Débits moyens mensuels caractéristiques d'étiage (fréquence 1/5) et localisation des pertes diffuses de la Crusnes - 72 -

LISTE DES FIGURES, TABLEAUX ET PHOTOS

- Figure 3-5 : Localisation des phénomènes d'infiltration diffuse sur les plateaux du Nord-Est de la France. Cas d'un revers marqué par la présence d'une couverture, le rôle éventuel du karst n'a pas été pris en compte sur ce schéma. - 73 -
- Figure 3-6 : Localisation des phénomènes de drainance de couverture sur les bas plateaux du Nord-Est de la France. Cas d'un revers marqué par la présence d'une couverture, le rôle éventuel du karst n'a pas été pris en compte sur ce schéma. - 73 -
- Figure 3-7 : Répartition spatiale des dynamiques d'infiltration à l'échelle des zones hydrographiques des aquifères du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien - 76 -
- Figure 3-8 : Exemple de courbe de restitution de traceur - 79 -
- Figure 3-9 : Exemple de courbe de la DTS et paramètres importants associés (selon Plagnes V., 1998) - 80 -
- Figure 3-10 : Densité des points d'injection de traceur par zones hydrographiques sur les aquifères calcaires du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien - 82 -
- Figure 3-11 : Les secteurs tracés sur les aquifères du Muschelkalk, du Dogger de l'Oxfordien et les zones hydrographiques associées - 84 -
- Figure 3-12 : Les principaux traçages dans le secteur de la Haye méridionale - 86 -
- Figure 3-13 : Les principaux traçages dans le secteur du Pays-Haut - 89 -
- Figure 3-14 : Hydrogramme de la Vaise lors de la campagne de traçage de décembre 1973 - 90 -
- Figure 3-15 : Hydrogramme de la Vaise lors de la campagne de traçage de juillet 1975 - 91 -
- Figure 3-16 : Les principaux traçages dans le secteur du Haut-Pays - 93 -
- Figure 3-17 : Les traçages avérés dans le secteur de la Haye centrale - 96 -
- Figure 3-18 : Répartition spatiale des dynamiques d'écoulement hypogé à l'échelle des zones hydrographiques des aquifères du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien - 98 -

Conclusion première partie

- Figure I-1 : Les configurations de l'écoulement à l'échelle des zones hydrographiques - 102 -
- Figure I-2 : Les configurations de l'écoulement à l'échelle des secteurs - 103 -

Chapitre 4

- Figure 4-1 : Les secteurs et exutoires investis - 108 -
- Figure 4-2 : Topographie du secteur du Haut-Pays et localisation du secteur d'étude - 110 -
- Figure 4-3 : Carte géologique du Haut-Pays (selon les cartes géologiques au 1/50 000ème de Gondrecourt-le-Château, Neufchâteau et Doulaincourt) - 111 -
- Figure 4-4 : Les principales morphologies hydrokarstiques du Haut-Pays - 112 -
- Figure 4-5 : Liseré karstique dans le bois de Trampot, (selon Denys-Thomas E., 2005, modifié) - 113 -
- Figures 4-6 : Fontaine F1 dans le bois de Trampot en coupe et en plan (selon Marre et al., 2009) - 114 -
- Figures 4-7 : Fontaine F4 dans le bois de Trampot en coupe et en plan (selon Marre et al., 2009) - 114 -
- Figure 4-8 : Réseau karstique de Grand (selon Albouy M., Bertraux JP., Délétie P., 1995 in. Devos, 1996) - 115 -
- Figure 4-9 : Localisation des postes climatiques et des stations hydrométriques du Haut-Pays - 118 -
- Figure 4-10 : Coupe géologique entre les ruisseaux d'Amanty et des Fragnes (points d'injection) et la source de la Vaise (point de restitution) - 119 -
- Figure 4-11 : Reconnaissance spéléologique de la Manoise souterraine (source : CLRS) - 121 -
- Figure 4-12 : Coupe géologique entre l'exokarst du bois de Trampot et la zone de résurgence du Rongéant en période de hautes eaux - 123 -
- Figure 4-13 : Les chroniques de débits sur le Haut-Pays - 124 -
- Figure 4-14 : Les chroniques de précipitations sur le Haut-Pays - 124 -
- Figure 4-15 : Topographie du secteur de la Montagne et localisation de la zone d'étude - 127 -
- Figure 4-16 : Carte géologique du plateau de la Montagne dans le secteur Chambley-Bussières/Gorze (selon la carte géologique au 1/50 000ème de Chambley-Bussières) - 128 -
- Figure 4-17 : Les morphologies karstiques dans la région de Chambley-Bussières - 130 -
- Figure 4-18 : La perte du ruisseau de Chambley-Bussières en période de hautes eaux – Carte et profil en long géologiques – Photo prise en aval de la zone de perte. Cliché : V.Fister - mars 2008 - 130 -
- Figure 4-19 : Profil en long géologique de la vallée du Soiron - 131 -
- La source captée de Saint-Julien-lès-Gorze ou "Fontaine du Soiron". Localisée dans le talweg du Soiron, cette source pérenne prend naissance par déversement gravitaire des eaux contenues dans calcaires à polypiers et à entroques du Bajocien moyen et inférieur (figure 4-20).Figure 4-20 : Coupe géologique de la zone d'alimentation de la source de Saint-Julien-lès-Gorze - 131 -
- Figure 4-20 : Coupe géologique de la zone d'alimentation de la source de Saint-Julien-lès-Gorze - 132 -
- Figure 4-21 : L'instrumentation hydroclimatique du bassin versant du Soiron - 133 -

LISTE DES FIGURES, TABLEAUX ET PHOTOS

- Figure 4-22 : Topographie du Pays-Haut et localisation du secteur d'étude - 136 -
Figure 4-23 : Coupe géologique entre les vallées de la Chiers et du Nanheul - 137 -
Figure 4-24 : Carte géologique de la région de Pierrepont (selon les cartes géologiques au 1/50 000ème de Longuyon et d'Audun-le-Roman) - 137 -
Figure 4-25 : Les morphologies karstiques de la région de Pierrepont - 139 -

Chapitre 5

- Figure 5-1 : Les termes du bilan hydrologique - 147 -
Figure 5-2 : La détermination des coefficients de vidange mensuels - 149 -
Figure 5-3 : Différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés (selon Marsaud B., 1996, modifié) - 150 -
Figure 5-4 : Exemple de corrélogramme simple de données indépendantes : les précipitations de la station d'Abainville (2007-2009) - 152 -
Figure 5-5 : Exemple de fonction de densité spectrale appliquée aux débits : le spectre simple de la Manoise (1999/2009) - 154 -
Figure 5-6 : Exemple de fonction de corrélation croisé pluie/débit témoin d'un système réactif : le corrélogramme croisé de la Manoise (1999/2009) - 155 -
Figure 5-7 : Classification des systèmes karstiques à partir des analyses corrélatrice et spectrale (selon Mangin, in. Dörfliiger et al., 2008) - 156 -
Figure 5-8 : Les marqueurs artificiels et naturels (selon Plagnes V., 1998) - 157 -
Figure 5-9 : Distribution des conductivités électriques et type d'écoulement aquifère associé - 158 -
Figure 5-10 : Distribution des conductivités électriques : application à différentes émergences (selon Bakalowicz A., 1979) - 158 -
Figure 5-11 : Les bassins d'alimentation hypothétiques des sources de la Vaise, du Rongeant et de la Manoise - 161 -
Figure 5-12 : Les bassins d'alimentation hypothétiques des sources du Soiron et de Saint-Julien-lès-Gorze - 164 -
Figure 5-13 : Le bassin d'alimentation hypothétique du Nanheul - 165 -
Figure 5-14 : Les débits moyens mensuels (mars-septembre) de la Manoise (à gauche, chronique 2000/2009) et de la source de Saint-Julien-lès-Gorze (à droite, chronique 2003/2008) - 166 -
Figure 5-15 : Les débits classés de la Manoise (chronique 1999/2009) - 167 -
Figure 5-16 : Les débits moyens mensuels (mars-octobre) de la Maldite (à gauche, chronique 2007/2009) et du Rongeant (à droite, chronique 2007/2009) - 168 -
Figures 5-17 : Débits mensuels du Rongeant et de la Manoise (période 05/2009 - 09/2009) - 169 -
Figure 5-18 : Synthèse sur les rythmes de vidange aquifère - 170 -
Figure 5-19 : Les débits classés de la source de Saint-Julien-lès-Gorze (chronique 2003/2009) - 171 -
Figure 5-20 : Les débits classés du Rongeant (chronique 2007/2009) - 172 -
Figure 5-21 : Synthèse sur le stockage composite - 173 -
Figure 5-22 : Exemple d'un corrélogramme simple d'un système très inertiel : la source du Soiron (chronique 10/2003-09/2008) - 175 -
Figure 5-23 : Exemple d'un spectre simple d'un système très inertiel : la source du Soiron (chronique 10/2003-09/2008) - 175 -
Figure 5-24 : Exemple d'un corrélogramme croisé d'un système peu réactif : la source de Saint-Julien-lès-Gorze (chronique 2007/2009) - 176 -
Figure 5-25 : Distribution des fréquences de conductivités électriques au droit d'un système fissuré : la source de Saint-Julien-lès-Gorze (cycle hydrologique 2007/2008) - 178 -
Figure 5-26 : Synthèse sur les systèmes fissurés des bas plateaux calcaires du Nord-Est de la France - 179 -
Figure 5-27 : Exemple d'un corrélogramme simple d'un système inertiel : la Manoise (chronique 1999/2009) - 181 -
Figure 5-28 : Exemple d'un spectre simple d'un système inertiel : la Manoise (chronique 1999/2009) - 182 -
Figure 5-29 : Exemple d'un corrélogramme croisé d'un système réactif : le Rongeant (chronique 2007/2009) - 182 -
Figure 5-30 : Distribution des fréquences de conductivités électriques au droit d'un système karstique : la source du Rongeant (cycle hydrologique 2008/2009) - 183 -
Figure 5-31 : Synthèse sur les systèmes karstiques des bas plateaux calcaires du Nord-Est de la France - 184 -
Figure 5-32 : Exemple d'un corrélogramme simple d'un bassin de surface : la Maldite (chronique 2007/2009) - 186 -
Figure 5-33 : Exemple d'un spectre simple d'un bassin de surface : la Maldite (chronique 2007/2009) - 186 -
Figure 5-34 : Exemple d'un corrélogramme croisée d'un bassin de surface peu réactif : précipitations de la station pluviométrique de Cirfontaines-en-Ornois et débits de la Maldite (chronique 11/2007-10/2009) - 187 -

LISTE DES FIGURES, TABLEAUX ET PHOTOS

- Figure 5-35 : Exemple de corrélogrammes croisés de deux bassins de surface réactifs : précipitations de la station de Longuyon et débits du Nanheul (chronique 2000/2009), précipitations du poste pluviométrique de Chambley-Bussières et débits du ruisseau de Chambley-les-Gorze (chronique 2003-2008) - 188 -
- Figure 5-36 : Synthèse sur les bassins de surface des bas plateaux calcaires du Nord-Est de la France - 189 -
- Figure 5-37 : Synthèse sur les systèmes des bas plateaux calcaires du Nord-Est de la France - 191 -

Chapitre 6

- Figure 6-1 : Les temps caractéristiques de l'hydrogramme de crue (selon Ford & Williams, 1989, modifié) - 194 -
- Figure 6-2 : L'identification des phases de tarissement (selon Lang, 2007, modifié) - 196 -
- Figure 6-3 : Principe des réservoirs superposés de la méthode de Mangin (1975) - 198 -
- Figure 6-4 : Décomposition de la fonction de récession en fonction des composantes décrue et tarissement (selon Mangin, 1975) - 199 -
- Figure 6-5 : Allure de la fonction de récession pour trois types d'infiltration (d'après Mangin, 1975) - 200 -
- Figure 6-6 : Les composantes de l'écoulement de crue : décomposition d'un hydrogramme à partir d'un suivi géochimique - 201 -
- Figure 6-7 : Paramètres utilisés pour le calcul de l'eau nouvelle – application à la crue de décembre 2008 sur le Rongean - 202 -
- Figure 6-8 : Caractéristiques et représentations hydrologique et géochimique de la crue de janvier 2008 sur la source de Saint-Julien-lès-Gorze - 206 -
- Figure 6-9 : Caractéristiques, hyéto-hydrogramme et chimiogramme de la crue de décembre 2008 sur la Vaise - 207 -
- Figure 6-10 : Caractéristiques des crues de systèmes fissurés en milieu de bas plateaux - 208 -
- Figure 6-11 : Caractéristiques, hyéto-hydrogramme et chimiogramme de la crue de décembre 2008 sur le Rongean - 211 -
- Figure 6-12 : Caractéristiques et hyéto-hydrogramme de la crue de décembre 2001 sur la Manoise - 212 -
- Figure 6-13 : Extraction des coefficients de décrue sur une crue d'un système karstique. - 213 -
Exemple de la crue de février 2003 sur la Manoise - 213 -
- Figure 6-14 : Caractéristiques des crues de systèmes karstifiés en milieu de bas plateaux - 216 -
- Figure 6-15 : Caractéristiques et hyéto-hydrogramme de la crue d'avril 2002 sur le Nanheul - 220 -
- Figure 6-16 : Caractéristiques et hyéto-hydrogramme de la crue de janvier 2008 sur le ruisseau de l'Aulnois - 221 -
- Figure 6-17 : Caractéristiques et hyéto-hydrogramme de la crue de janvier 2008 sur la Maldite - 222 -
- Figure 6-18 : Caractéristiques des crues des bassins de surface en milieu de bas plateaux - 223 -

Conclusion générale

- Figure conclusion générale : Schémas fonctionnels des systèmes fissurés (B, 1) et karstiques (B, 2) des bas plateaux du Nord-Est de la France - 230 -

TABLE DES TABLEAUX

Chapitre 1

Tableau 1-1 : Principaux types de plateaux karstiques sous couverture argileuse, sableuse et/ou détritique (selon Nicod J., 1994) - 17 -

Tableau 1-2 : Datations U/th réalisées sur 6 systèmes karstiques de l'Est du Bassin parisien (selon Jaillet et al., 2002) - 25 -

Chapitre 3

Tableau 3-1 : Superficie des impluviums associés aux phénomènes de pertes concentrées dans les fonds de vallée drainant les trois plateaux du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien - 67 -

Tableau 3-2 : Superficie des impluviums associés aux phénomènes de dolines-pertes sur les trois plateaux du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien - 68 -

Tableau 3-3 : Superficie des impluviums associés aux phénomènes de gouffres-pertes plateaux du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien - 69 -

Tableau 3-4 : Qualification des taux de restitution (selon Schudel et al., 2002) - 79 -

Tableau 3-5 : Restitutions et modes de détections associés sur les aquifères calcaires du Muschelkalk, du Dogger et de l'Oxfordien - 82 -

Tableau 3-6 : Quelques caractéristiques des traçages réalisés dans le secteur de la Haye méridionale - 86 -

Tableau 3-7 : Quelques caractéristiques des traçages réalisés dans le secteur du Pays-Haut - 89 -

Tableau 3-8 : Quelques caractéristiques des traçages réalisés dans le secteur du Haut-Pays - 93 -

Tableau 3-9 : Quelques caractéristiques des traçages réalisés dans le secteur de la Haye centrale - 96 -

Chapitre 4

Tableau 4-1 : Enjeux du suivi hydroclimatique du Haut-Pays - 125 -

Tableau 4-2 : Enjeux du suivi hydroclimatique de la Montagne - 134 -

Tableau 4-3 : Enjeux du suivi hydroclimatique du Pays-Haut - 142 -

Chapitre 5

Tableau 5-1 : Interprétation des ruptures de pente de la droite représentative des débits classés (selon Marsaud B., 1996) - 150 -

Tableau 5-2 : Bilan hydrologique des exutoires du Haut-Pays - 160 -

Tableau 5-3 : Bilan hydrologique des exutoires de la Montagne - 162 -

Tableau 5-4 : Bilan hydrologique de l'exutoire du Pays-Haut - 165 -

Tableau 5-5 : La saisonnalité des écoulements du Soiron - 169 -

Tableau 5-6 : Coefficient de corrélation croisée maximum cycle par cycle entre les précipitations de la station pluviométrique du Soiron et les débits de la source du Soiron (chronique 10/2003-09/2008) - 177 -

Tableau 5-7 : Coefficient de corrélation croisée maximum cycle par cycle entre les précipitations de la station pluviométrique de Cirfontaines-en-Ornois et débits du Rongeant (chronique 11/2007-10/2009) - 183 -

Tableau 5-8 : Synthèse sur les comportements observés au droit des exutoires des bas plateaux calcaires du Nord-Est de la France - 190 -

Chapitre 6

Tableau 6-1 : Contribution de l'eau nouvelle à l'épisode de crue de décembre 2008 sur la Vaise - 207 -

Tableau 6-2 : Contribution de l'eau nouvelle à l'épisode de crue de décembre 2008 sur le Rongeant - 211 -

Tableau 6-3 : Valeurs des paramètres de décrue issues de l'analyse de la récession des hydrogrammes - système du Rongeant - 213 -

Tableau 6-4 : Valeurs des paramètres de décrue issues de l'analyse de la récession des hydrogrammes - système de la Manoise - 214 -

TABLE DES PHOTOS

Chapitre 3

Photo 3-1 : Les pertes de l'Aroffe lors de l'hiver hydrologique. Cliché : V.Fister - mars 2010 - 65 -

Photo 3-2 : Doline-perte du Killebrick à proximité du village d'Havange (54). Cliché : V.Fister - février 2009 - 68 -

Photos 3-3 & 3-4 : Gouffre perte du Bois le Comte – Secteur Fensch amont vu de l'entrée du gouffre (à gauche) et vu du secteur amont (à droite). Cliché : V.Fister - janvier 2009 - 69 -

Chapitre 4

Photo 4-1 : Photo prise au sommet de la zone de suintement. Cliché : V.Fister - février 2009 - 114 -

Photo 4-2 : Photo prise au sommet de la zone de suintement. Cliché : V.Fister - février 2009 - 114 -

Photos 4-3 & 4-4 : La vasque du Routeuil (à gauche) et l'écoulement associé quelques mètres en aval et en période d'étiage (à droite). Clichés : V.Fister – mai 2009 - 117 -

Photos 4-5 & 4-6 : La source de la Vaise en crue (à gauche), le débit est alors de 1,1 m³/s, et en étiage (à droite), le débit est de quelques l/s. Clichés : V.Fister – février 2008 et septembre 2009 - 119 -

Photo 4-7 : Reculée karstique du Cul du Cerf. Cliché : V.Fister - janvier 2009 - 120 -

Photo 4-8 : L'émergence bouillonnante au pied de la reculée du Cul du Cerf. Cliché : V.Fister - janvier 2009 - 121 -

Photos 4-9 & 4-10 : Griffons et artésianisme dans le fond de la vallée du Rongean. Clichés : V.Fister - décembre 2008 - 122 -

Photos 4-11 & 4-12 : La zone d'émergence au lieu dit "les Racrutes" en période de crue, le débit jaugé est de l'ordre de 1 m³/s. Clichés V.Fister : décembre 2008 - 140 -

Photos 4-13 & 4-14 : Les tertres émissifs dans le talweg du Nanheul. Clichés V.Fister : décembre 2008 - 140 -

ANNEXES

TABLE DES ANNEXES

Annexe 2-1 : Les bassins ferrifères

Annexe 2-2 : Définitions des formes et phénomènes karstiques

Annexe 3-1 : Localisation des photographies

Annexe 3-2 : Les campagnes de traçage

Annexe 4-1 : Les données hydroclimatiques

Annexe 4-2 : Les données géochimiques

Annexe 5-1 : Ajustements statistiques des données pluviométriques aux stations de référence

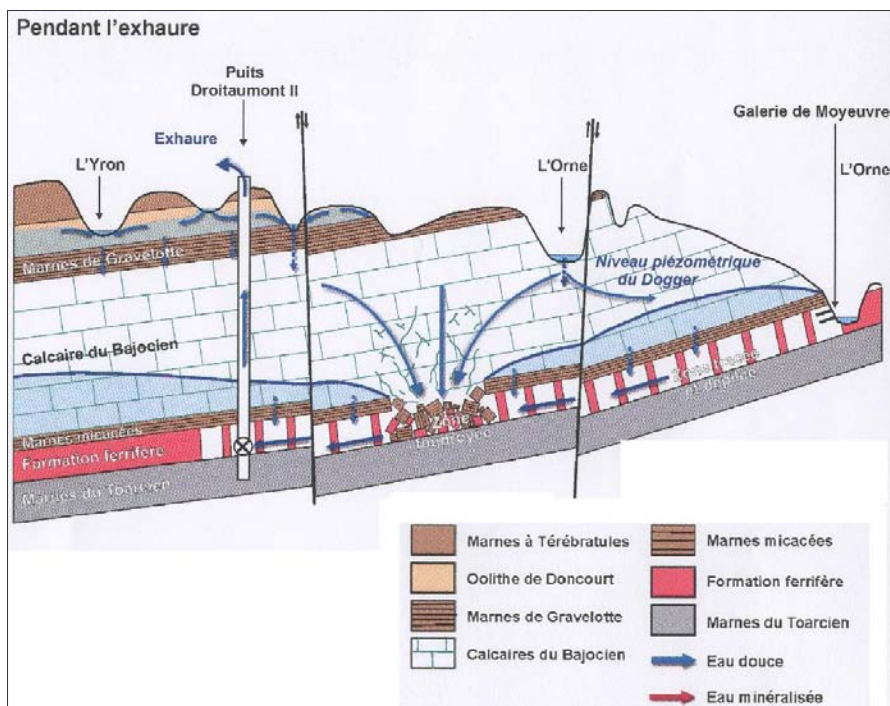
Annexe 5-2 : Les bilans hydriques

Annexe 5-3 : Les analyses corrélatoires et spectrales

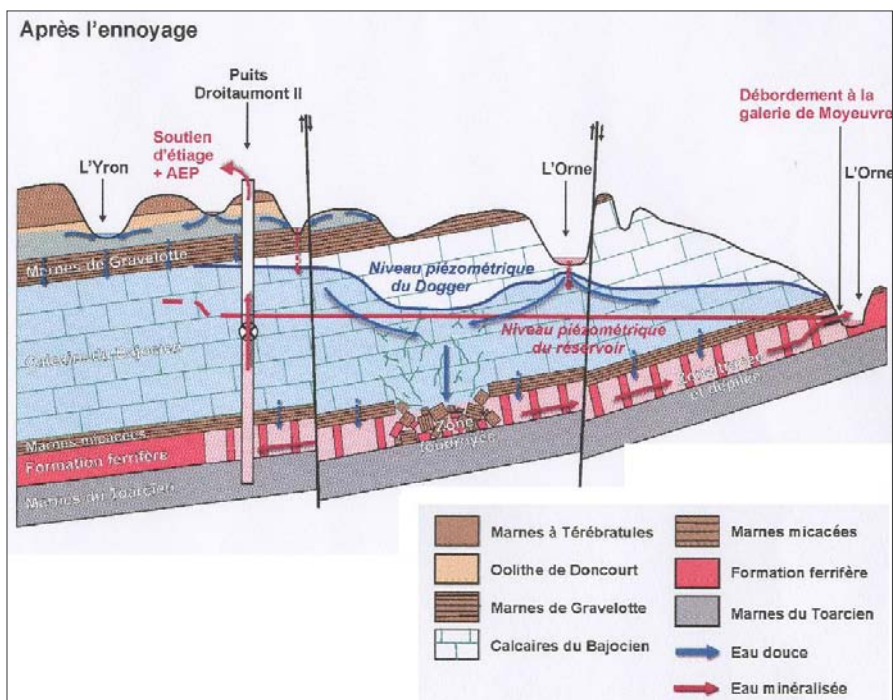
Publication

Annexe 2-1 : Les bassins ferrifères

Le fonctionnement hydrogéologique du réservoir Sud du bassin de Briey-Longwy avant l'ennoyage (selon le BRGM, 2007)

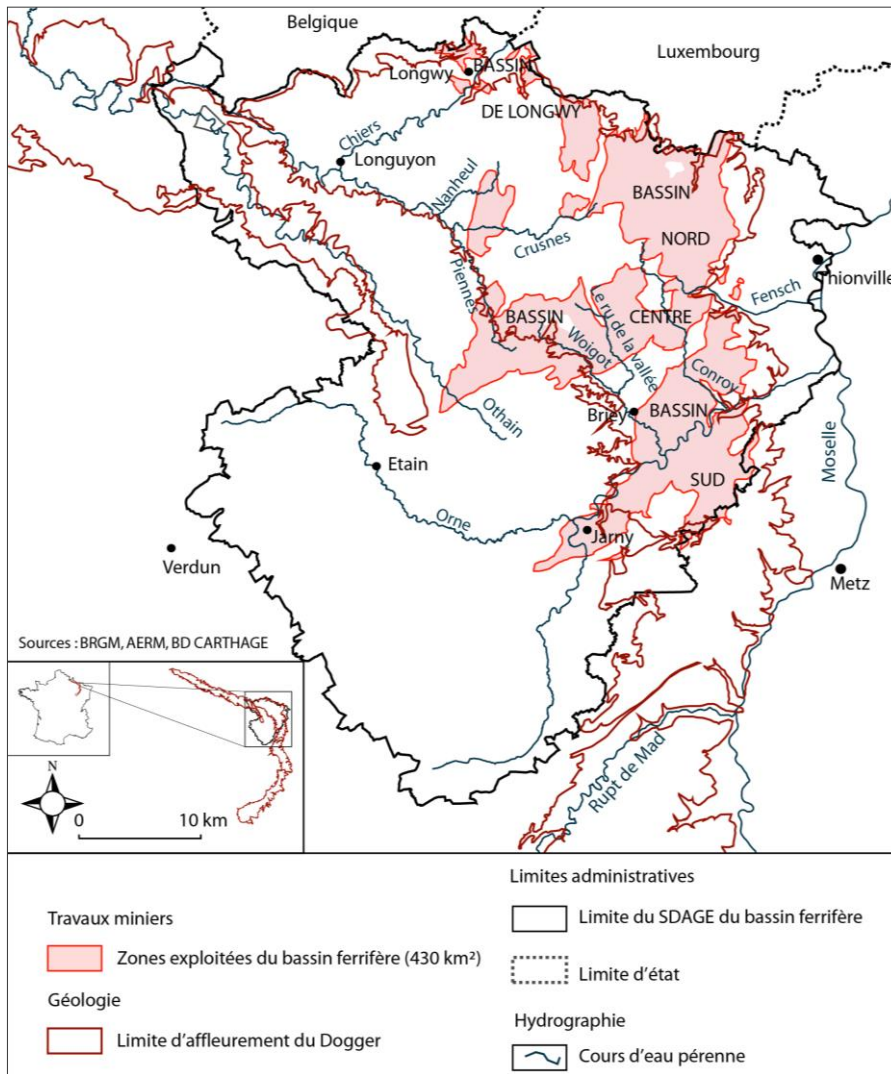


Le fonctionnement hydrogéologique du réservoir Sud du bassin de Briey-Longwy après l'ennoyage (selon le BRGM, 2007)

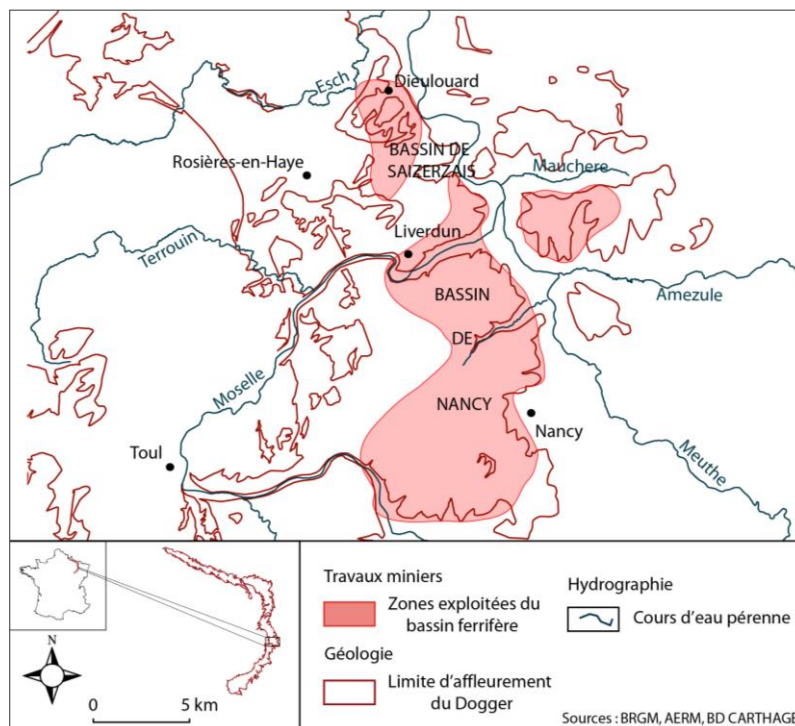


ANNEXES

Le bassin ferrifère du Pays-Haut



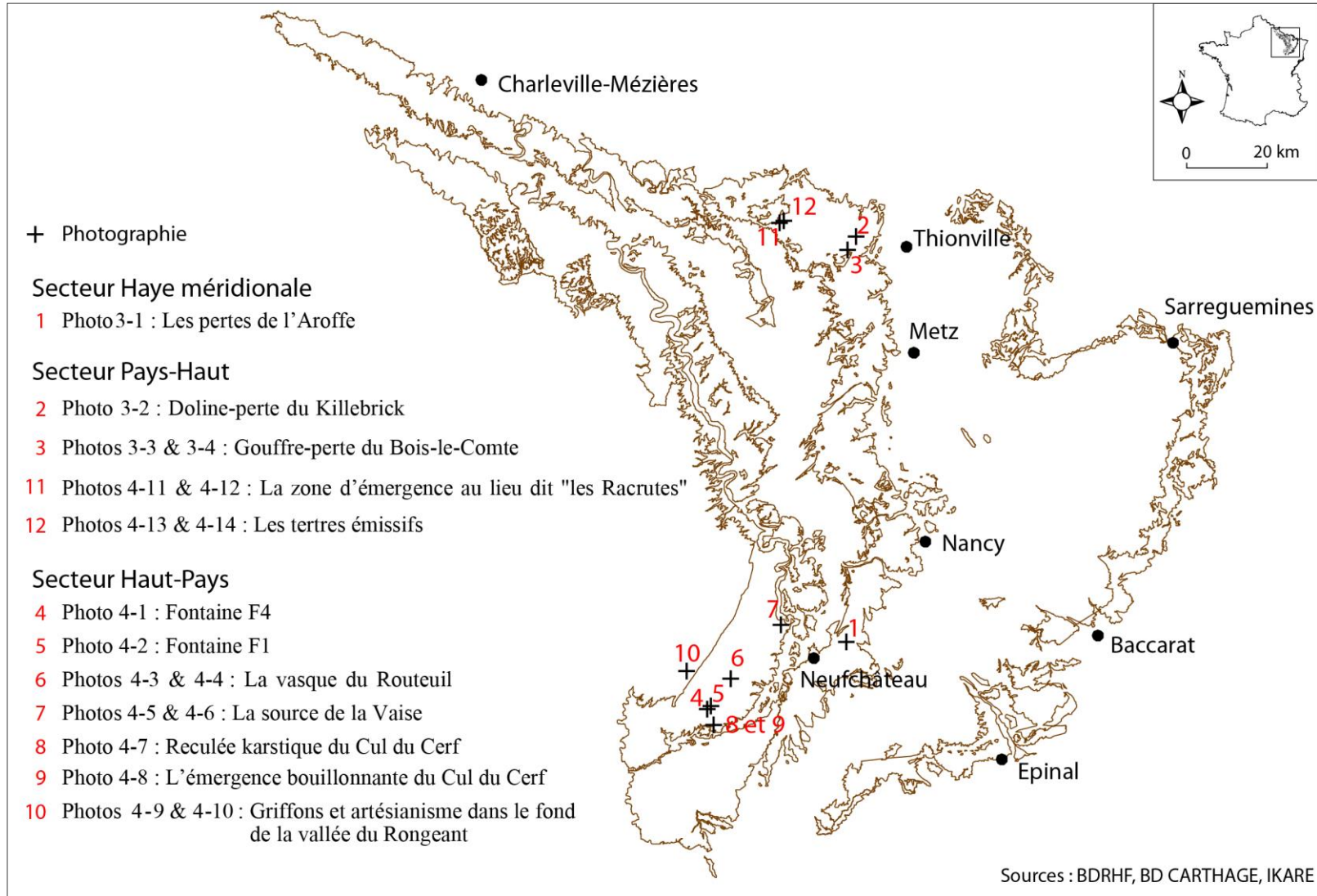
Le bassin ferrifère de Nancy



Annexe 2-2 : Définitions des formes et phénomènes karstiques

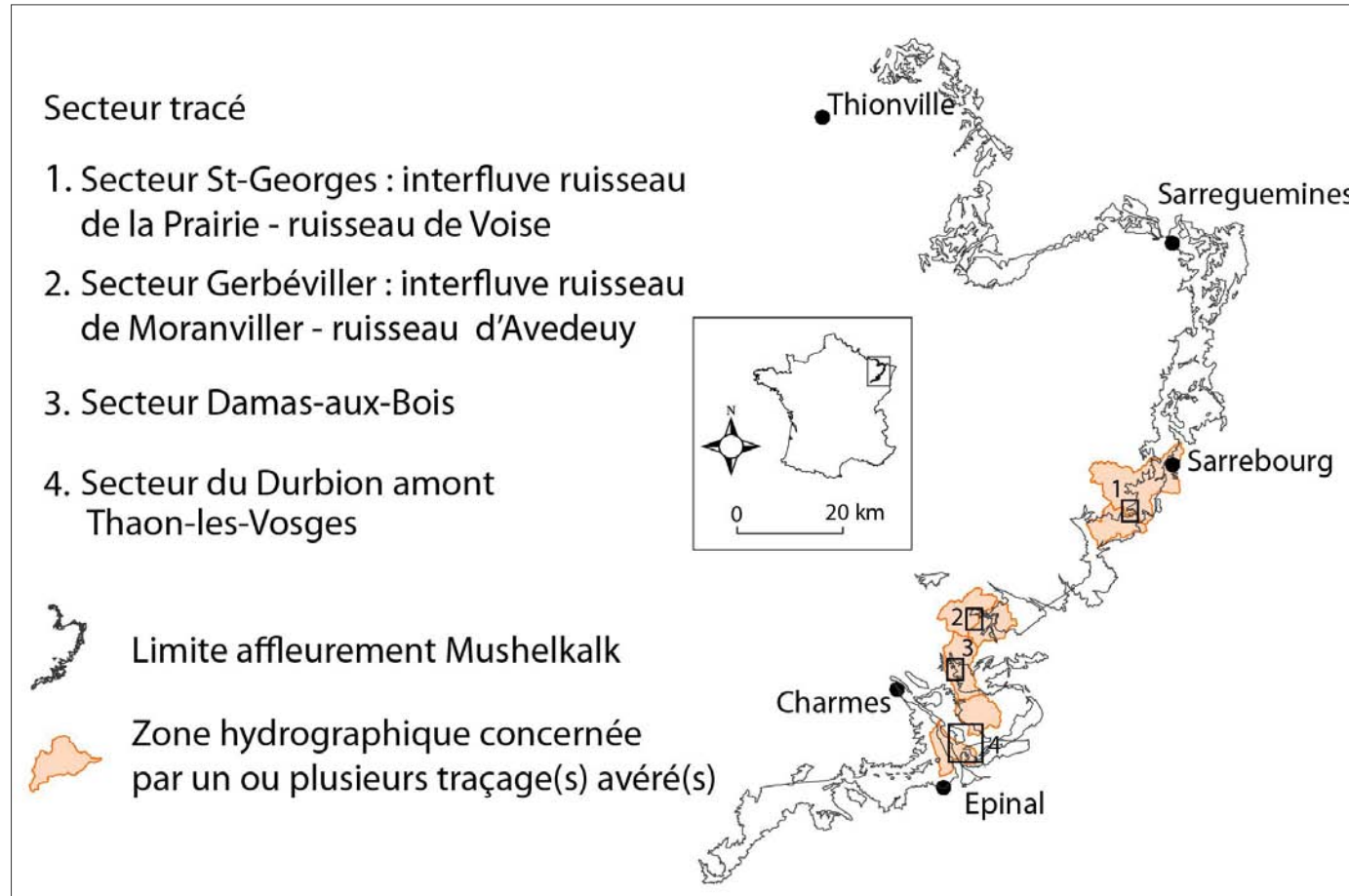
Nature	Définition (essentiellement d'après Gamez <i>et al.</i>, 1999, modifiée)
Perte	Lieu et phénomène d'absorption parfaitement localisée d'un écoulement de surface. L'absorption peut être totale ou partielle, pérenne ou temporaire, mais sans morphologie, sauf trou impénétrable
Perte diffuse	Comme la perte, mais mal localisée
Source	Lieu et phénomène d'émergence et d'écoulement naturel d'eau souterraine à la surface d'un sol. L'émergence peut être pérenne ou temporaire, mais sans morphologie, sauf trou impénétrable
Doline	Dépression fermée, plus ou moins circulaire ou elliptique, qui se forme à la surface des roches solubles. Sans autre qualificatif, elle ne présente pas d'activité hydrologique
Doline-perte	Doline qui absorbe un écoulement de surface, pérenne ou temporaire, de manière totale ou partielle
Doline-inversac	Doline qui absorbe ou émet selon la phase hydrologique
Doline-émergence	Doline qui rejette un écoulement souterrain, pérenne ou temporaire
Doline-regard	Doline qui donne accès à une circulation d'eau souterraine ne se manifestant pas en surface, au droit de la morphologie
Mardelle	Dépression fermée qui se développe à la surface des roches non ou peu solubles. Souvent en eau de manière pérenne ou temporaire, parfois à sec en permanence, il arrive qu'elle soit associée à des sourcins
Gouffre	Cavité naturelle créée par dissolution, à développement vertical à l'entrée. Sans autre qualificatif, elle ne présente pas d'activité hydrologique
Gouffre-diaclase	Cavité naturelle créée par décompression mécanique du massif rocheux, à développement vertical à l'entrée
Gouffre-perte	Gouffre qui absorbe un écoulement de surface, pérenne ou temporaire, de manière totale ou partielle
Gouffre-émergence	Gouffre qui rejette un écoulement souterrain, pérenne ou temporaire
Gouffre-regard	Gouffre qui donne accès à une circulation d'eau souterraine ne se manifestant pas en surface, à l'entrée de la cavité
Grotte	Cavité naturelle créée par dissolution, à développement horizontal à l'entrée. Sans autre qualificatif, elle ne présente pas d'activité hydrologique
Grotte-diaclase	Cavité naturelle créée par décompression mécanique du massif rocheux, à développement horizontal à l'entrée
Grotte-perte	Grotte qui absorbe un écoulement de surface, pérenne ou temporaire, de manière totale ou partielle
Grotte-inversac	Grotte qui absorbe ou émet selon la phase hydrologique
Grotte-émergence	Grotte qui rejette un écoulement souterrain, pérenne ou temporaire
Grotte-regard	Grotte qui donne accès à une circulation d'eau souterraine ne se manifestant pas en surface, à l'entrée de la cavité
Travertin	Dépôt solide formé essentiellement par précipitation de carbonate de calcium, en cours de construction ou déconnecté d'une activité hydrologique. Seuls les massifs importants, de morphologie visible et généralement de forme convexe, sont considérés dans cet inventaire
Tertre	Monticule d'élévation métrique à plurimétrique, en forme de cône aplati, constitué de sédiments fins mis en place au droit d'une émergence temporaire, considérée comme une cheminée d'équilibre impénétrable. Morphologie qui peut être en cours de construction ou déconnectée d'une activité hydrologique

Annexe 3-1 : Localisation des photographies



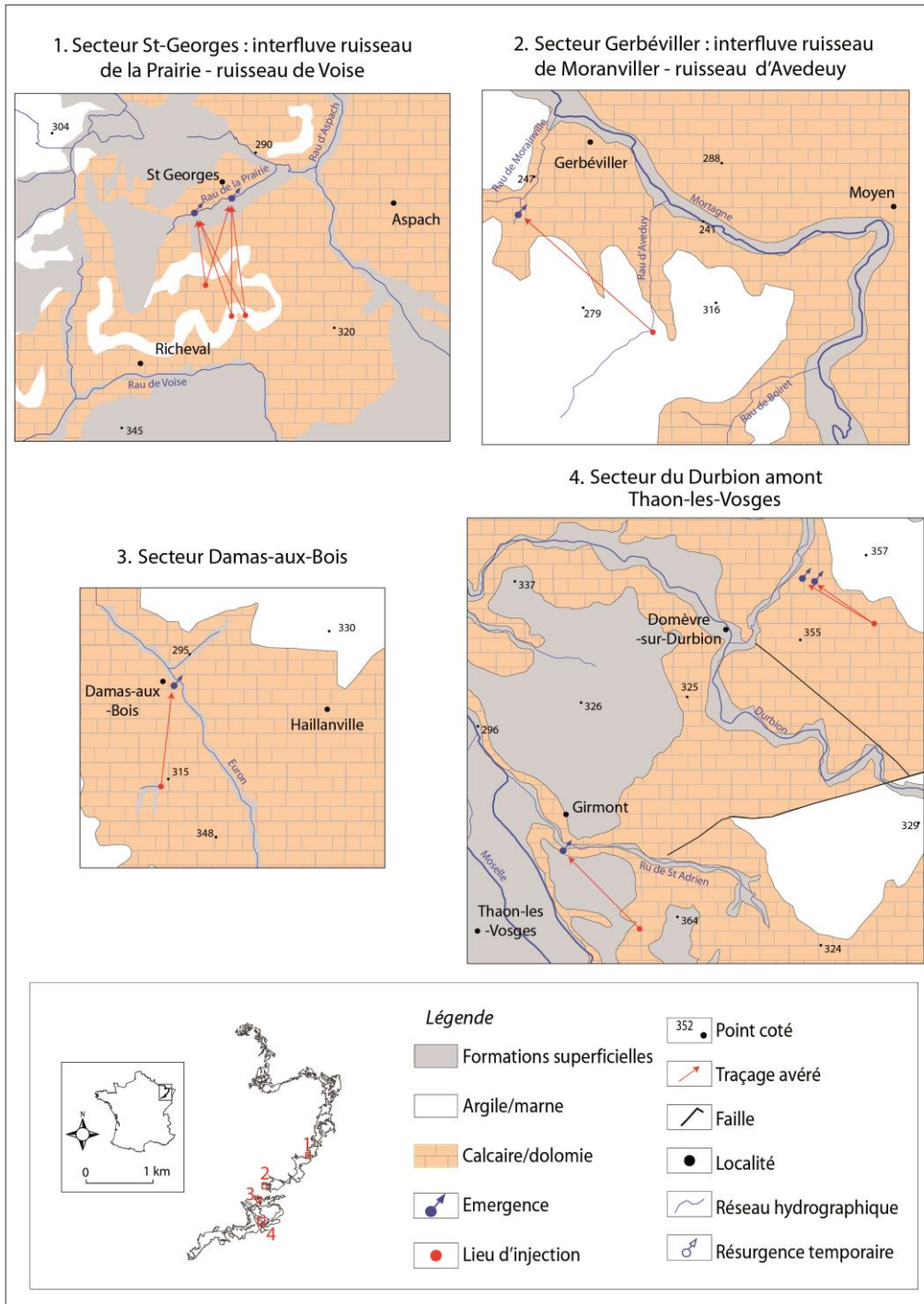
Annexe 3-2 : Les campagnes de traçage

Les opérations de traçage sur l'aquifère du Muschelkalk



ANNEXES

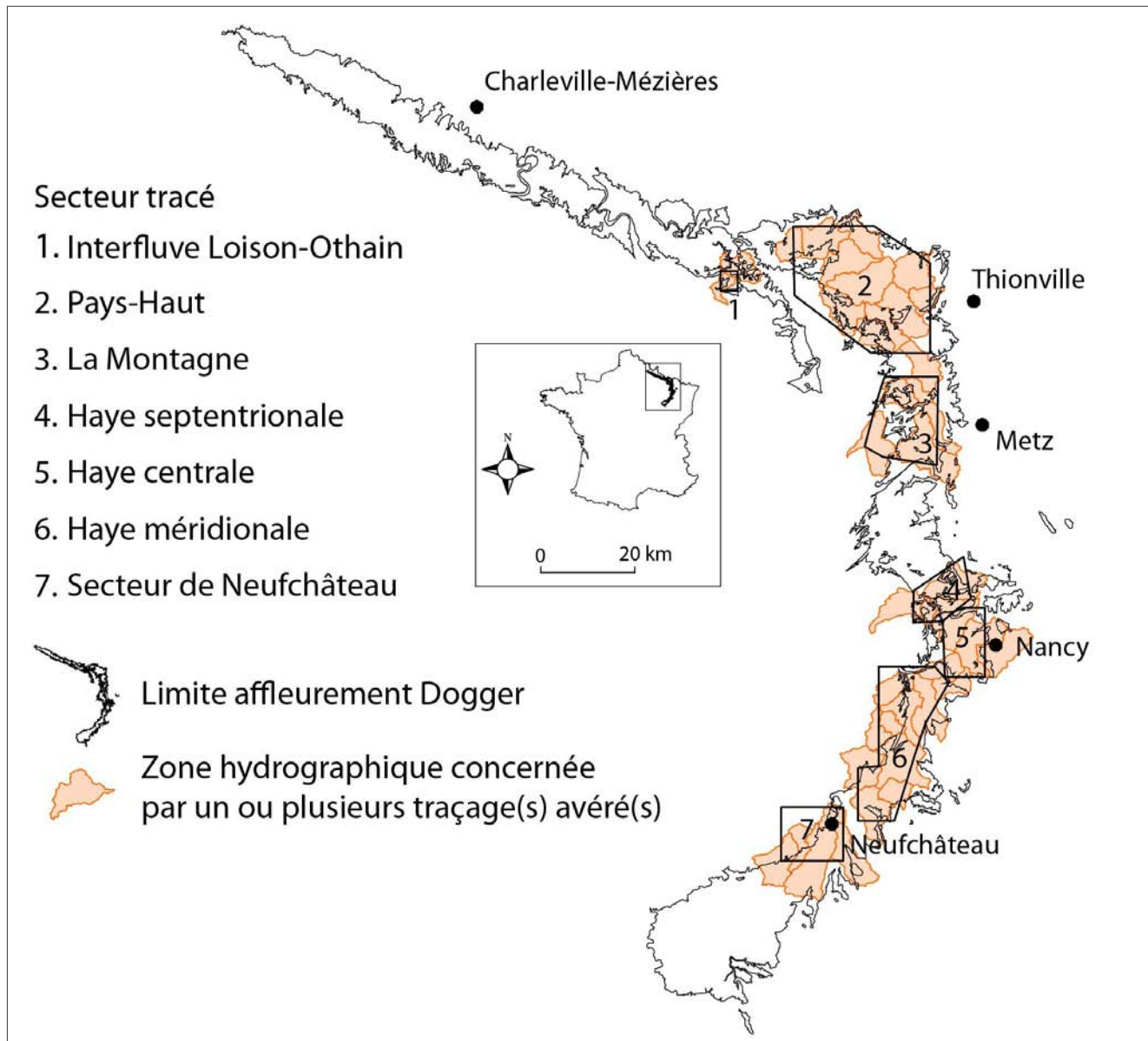
Les traçages sur l'aquifère du Muschelkalk



Quelques caractéristiques des traçages réalisés sur l'aquifère du Muschelkalk

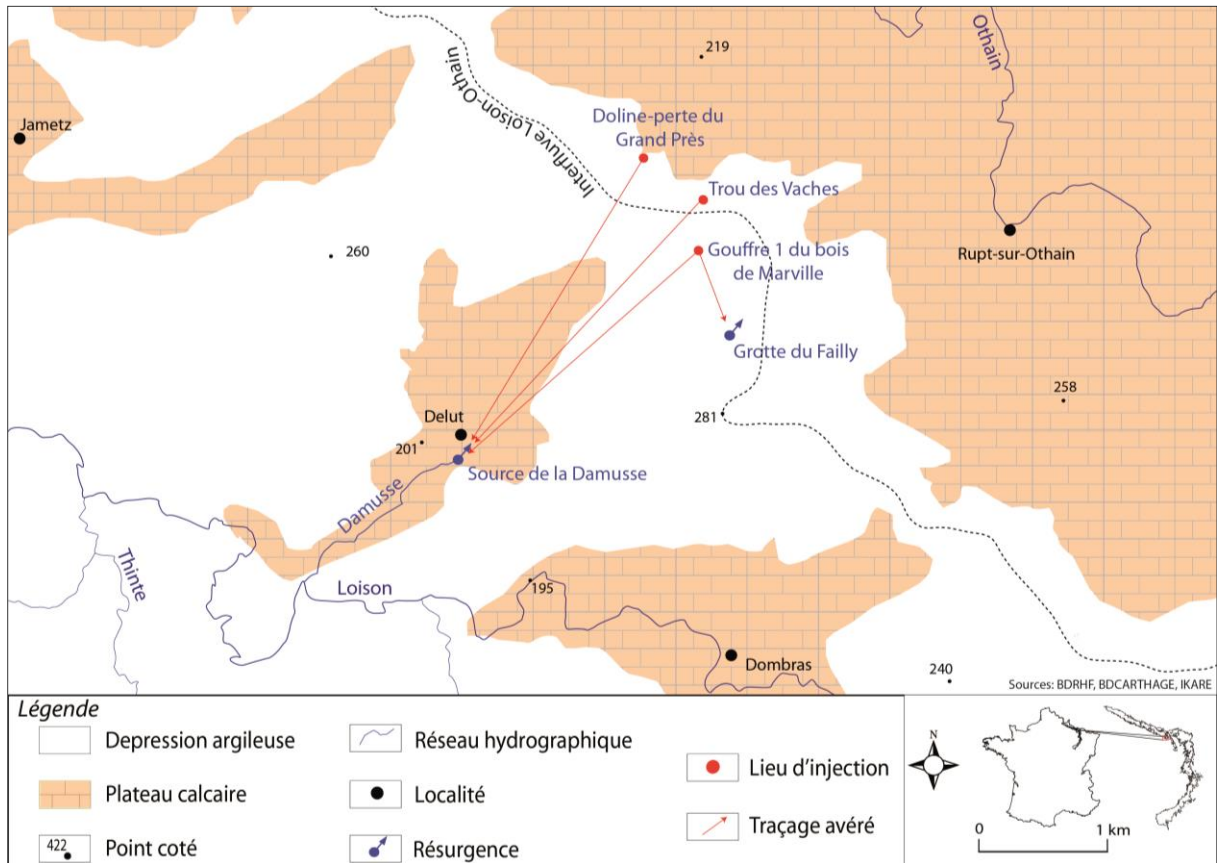
Secteur	Nombre d'injections	Nombre d'injections restituées	Vitesse caractéristique constatée	Distance caractéristique constatée	Mode de détection prépondérant
St Georges	4	4	60-90 m/h	1,5 km	analyse d'eau
Gerbéviller	1	1	40 m/h	2,5 km	visuel
Damas-aux-Bois	2	2		1,5 km	Témoignage oral
Durbion amont/Thaon-les-Vosges	3	3	40 m/h	1,5 km	Fluocapteur

Les opérations de traçage sur l'aquifère du Dogger



ANNEXES

Les traçages dans le secteur de l'interfluve Loison-Othain

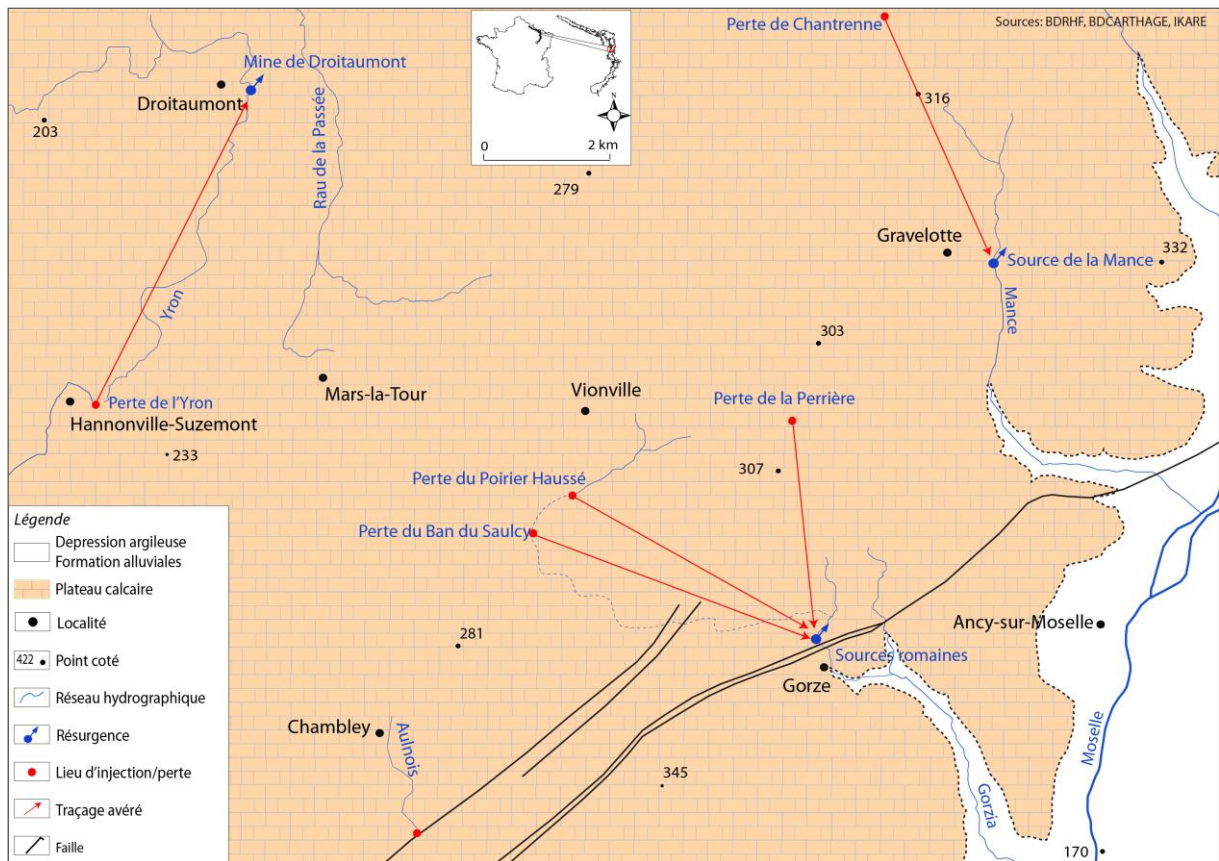


Quelques caractéristiques des traçages réalisés sur l'interfluve Loison-Othain

Secteur	Nombre d'injections	Nombre d'injections restituées	Vitesse caractéristique constatée	Distance caractéristique constatée	Mode de détection prépondérant
Interfluve Loison-Othain	3	3		2,5 km	Visuel

ANNEXES

Les traçages dans le secteur de la Montagne

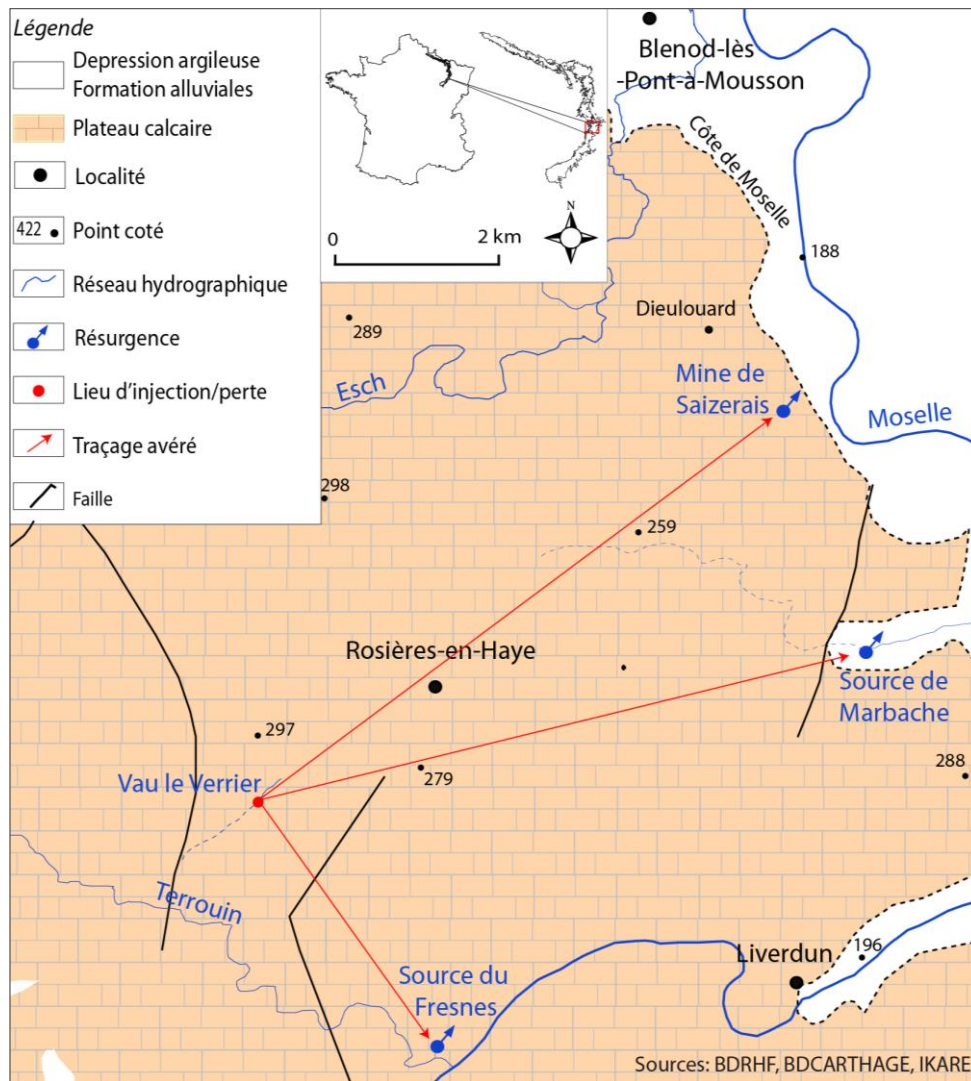


Quelques caractéristiques des traçages réalisés sur le plateau de la Montagne

Secteur	Nombre d'injections	Nombre d'injections restituées	Vitesse caractéristique constatée	Distance caractéristique constatée	Mode de détection prépondérant
Gorze/Gravelotte	5	4		4,5 km	
Yron	4	4	< 10 m/h	6 km	Fluocapteur

ANNEXES

Les traçages dans le secteur de la Haye septentrionale

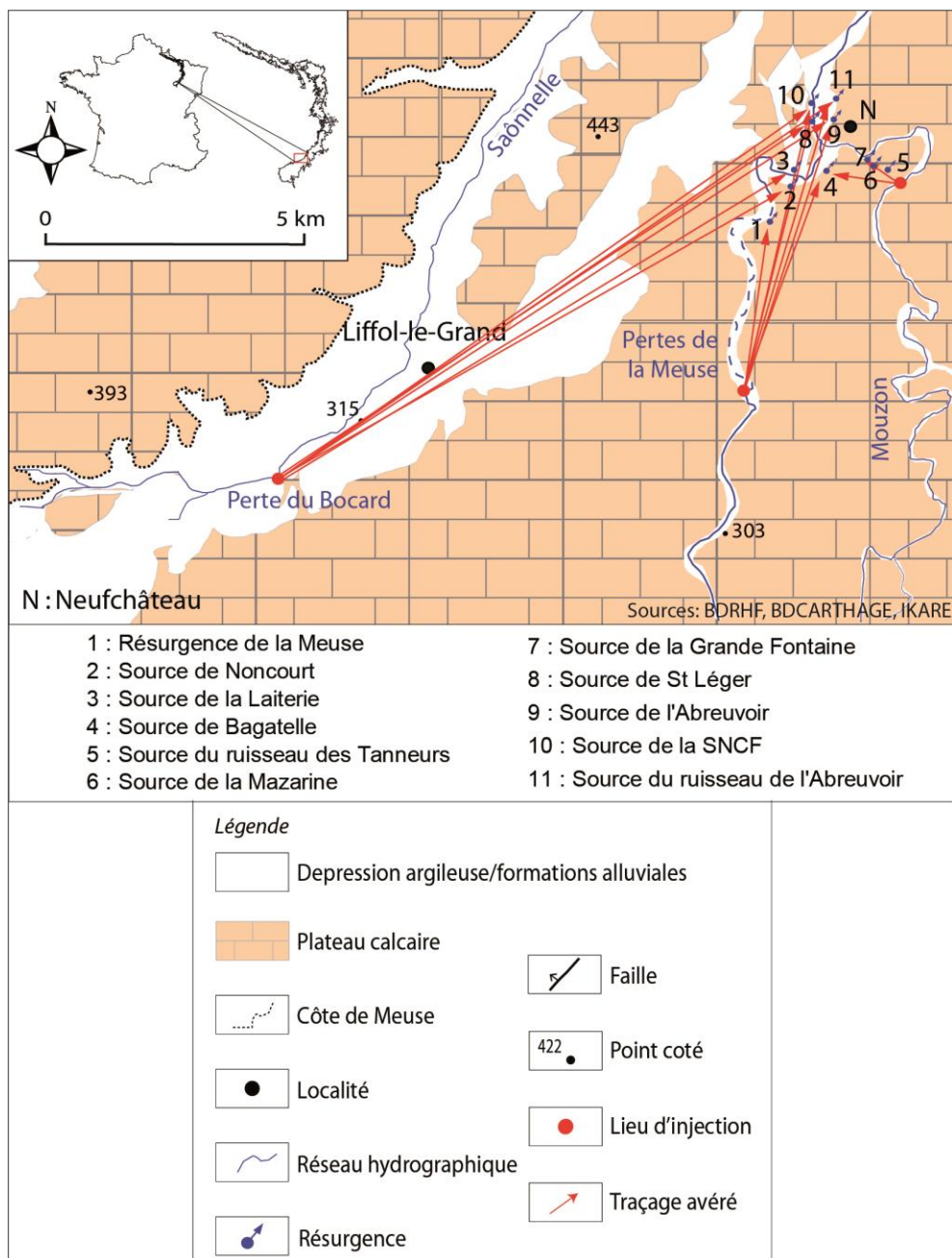


Quelques caractéristiques des traçages réalisés sur le plateau de la Haye septentrionale

Secteur	Nombre d'injections	Nombre d'injections restituées	Vitesse caractéristique constatée	Distance caractéristique constatée	Mode de détection prépondérant
Rosières en Haye	3	3	< 25 m/h	3 à 10 km	Visuel

ANNEXES

Les traçages dans le secteur de Neufchâteau



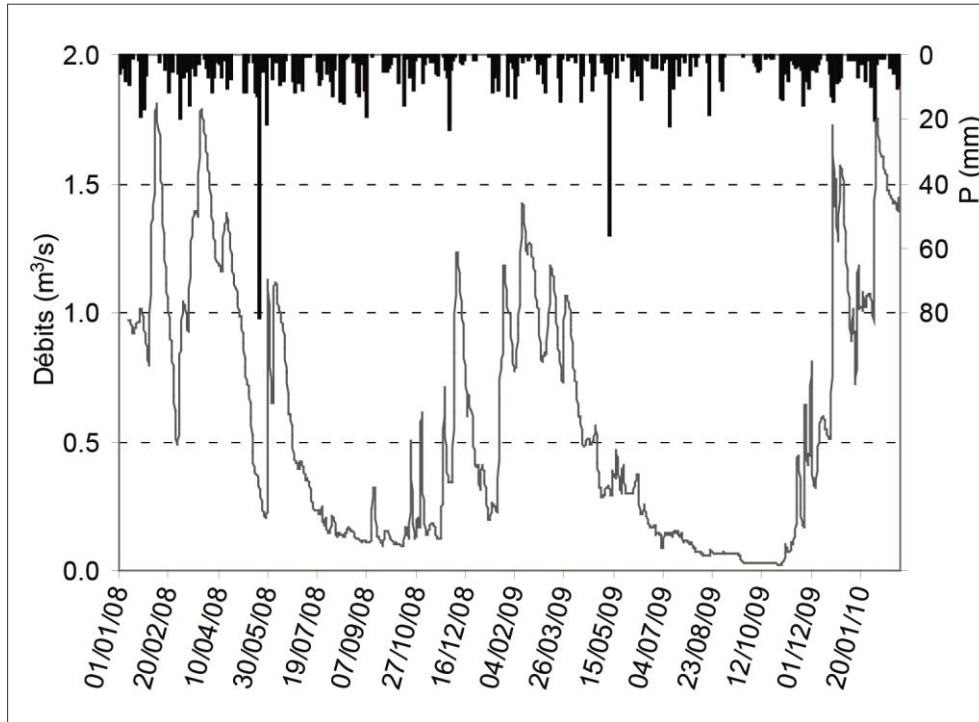
Quelques caractéristiques des traçages réalisés dans le secteur de Neufchâteau

Secteur	Nombre d'injections	Nombre d'injections restituées	Vitesse caractéristique constatée	Distance caractéristique constatée	Mode de détection prépondérant
Saône	2	2	25 m/h	12 km	Analyse d'eau
Meuse/Mouzon	5	5	200 m/h	5 km	Visuel

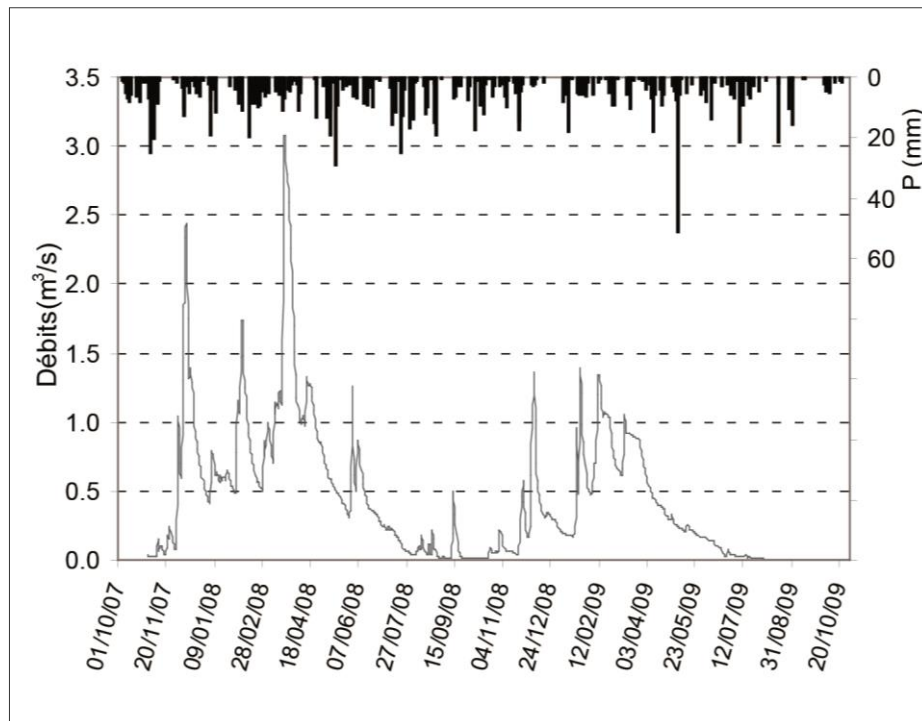
Annexe 4-1 : Les données hydroclimatiques

Sur le Haut-Pays

Débits de la Vaise et précipitations de la station d'Abainville à l'échelle journalière

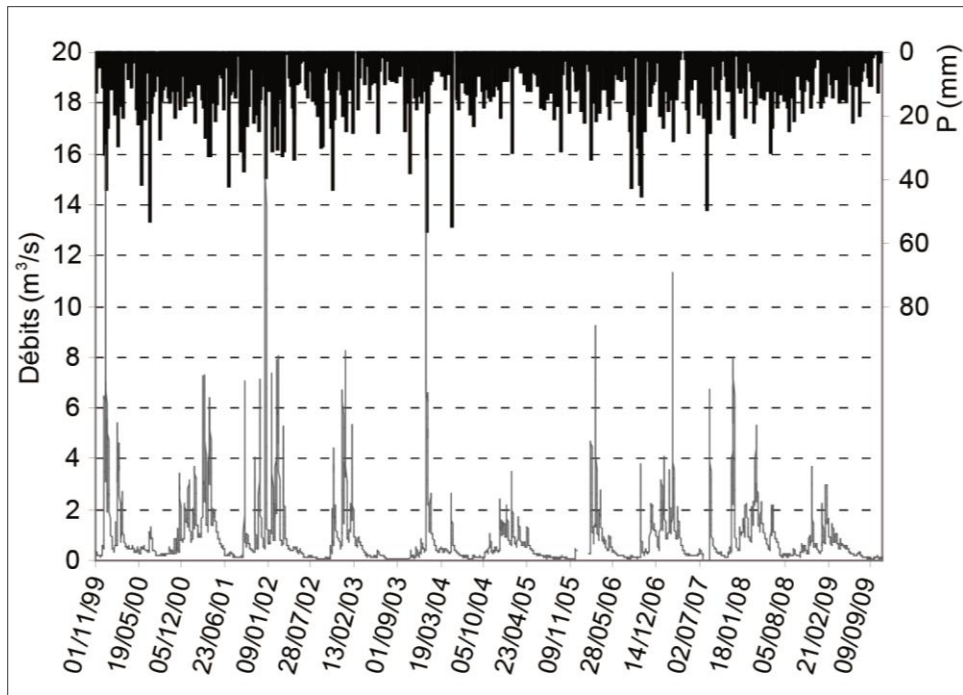


Débits de la Maldite et précipitations de la station de Cirfontaines-en-Ornois à l'échelle journalière

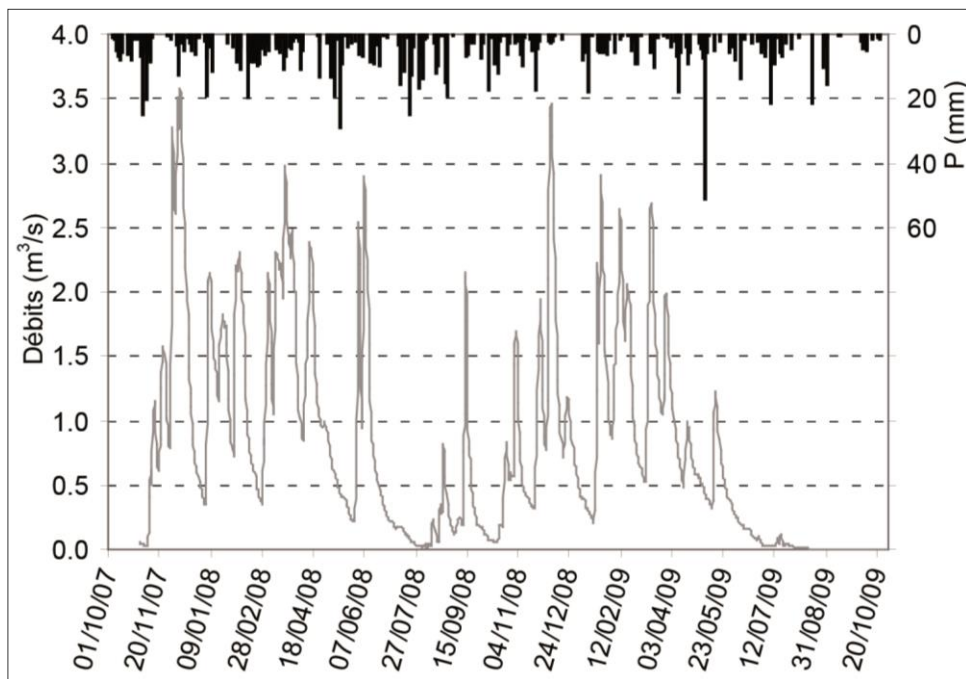


ANNEXES

Débites de la Manoise et précipitations de la station de Busson à l'échelle journalière

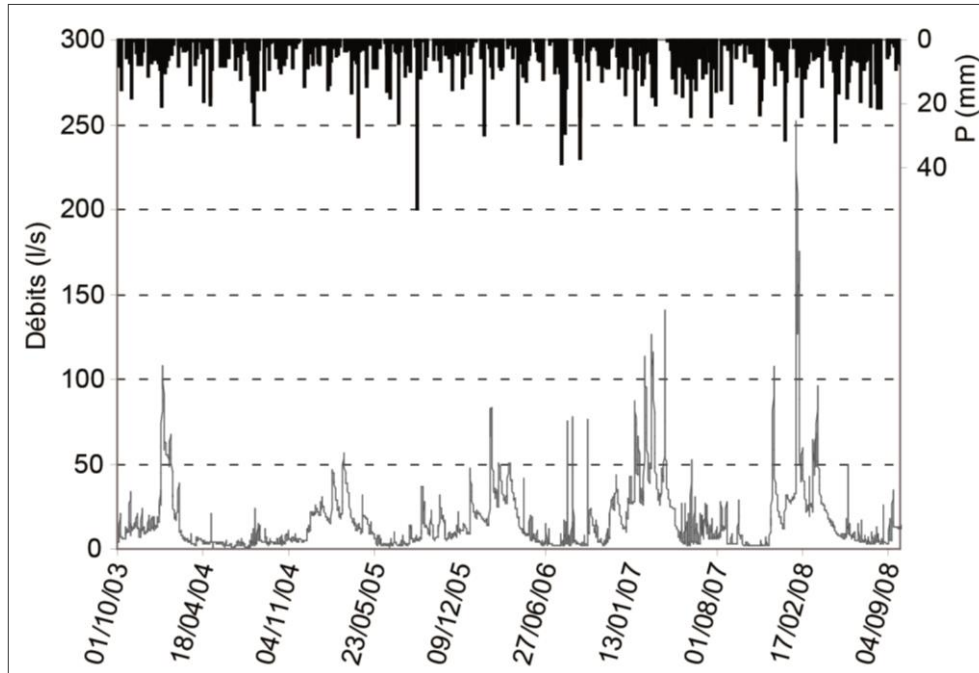


Débites du Rongean et précipitations de la station de Cirfontaines-en-Ornois à l'échelle journalière

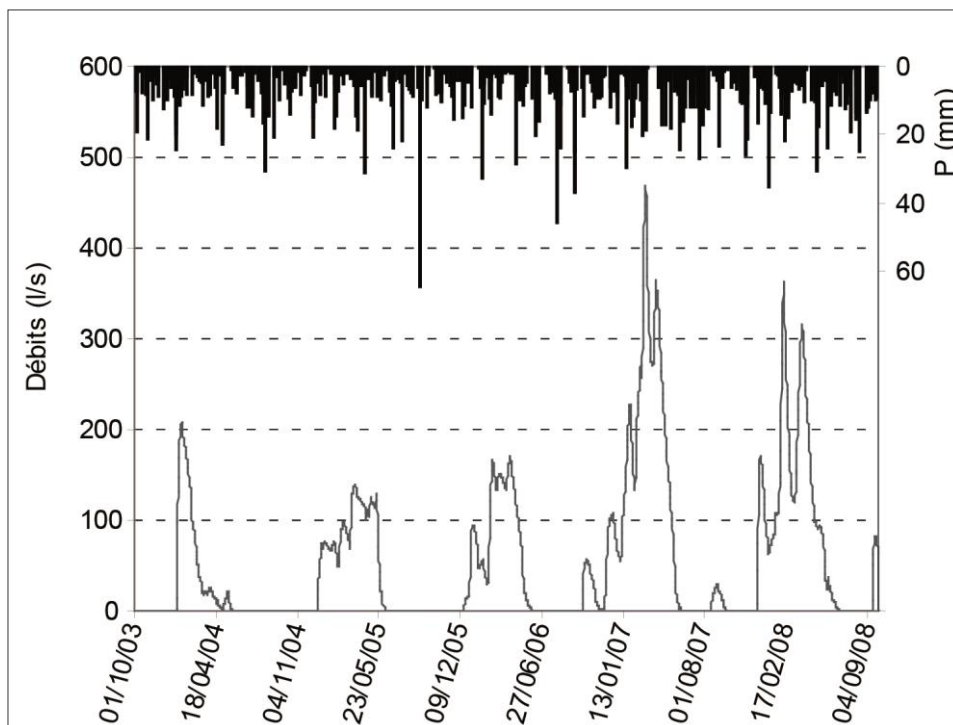


Sur la Montagne

Débites du ruisseau de Chambley-Bussières et précipitations de la station de Chambley-Bussières à l'échelle journalière

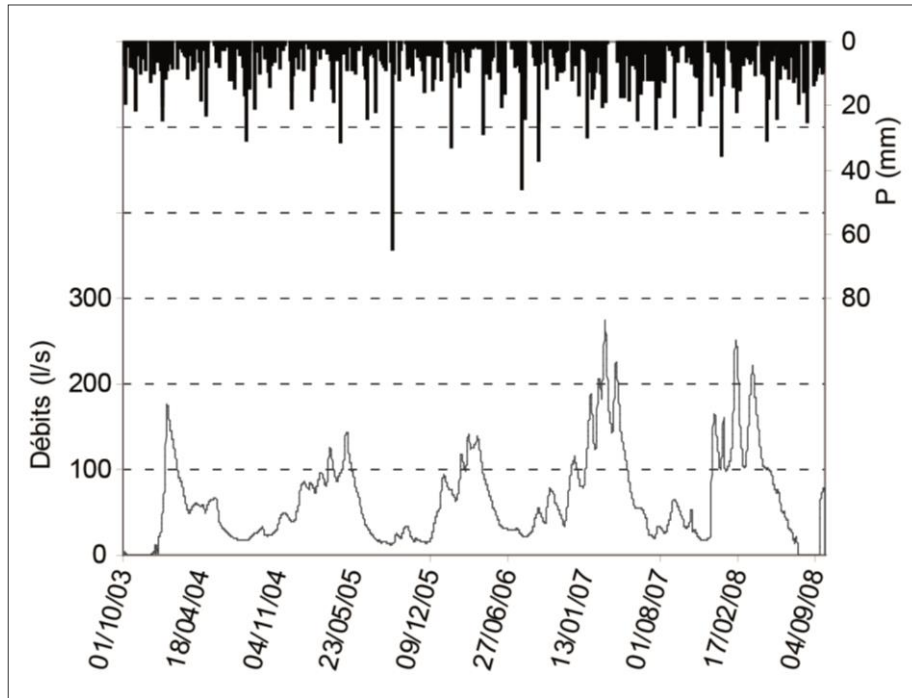


Débites de la source du Soiron et précipitations de la station du Soiron à l'échelle journalière



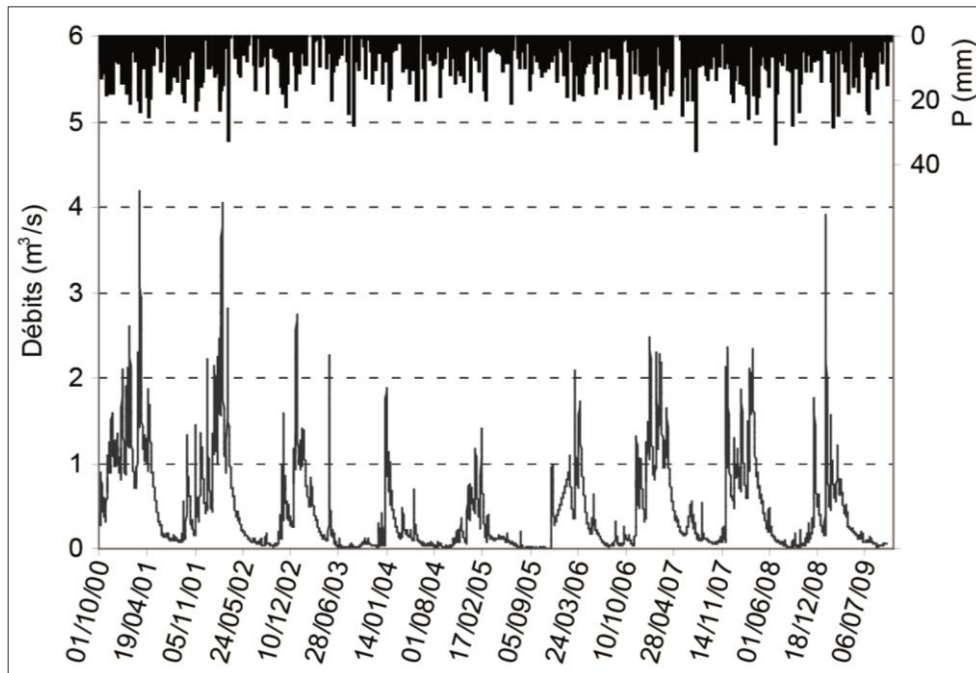
ANNEXES

Débites de la source de Saint-Julien-lès-Gorze et précipitations de la station du Soiron à l'échelle journalière



Sur le Pays-Haut

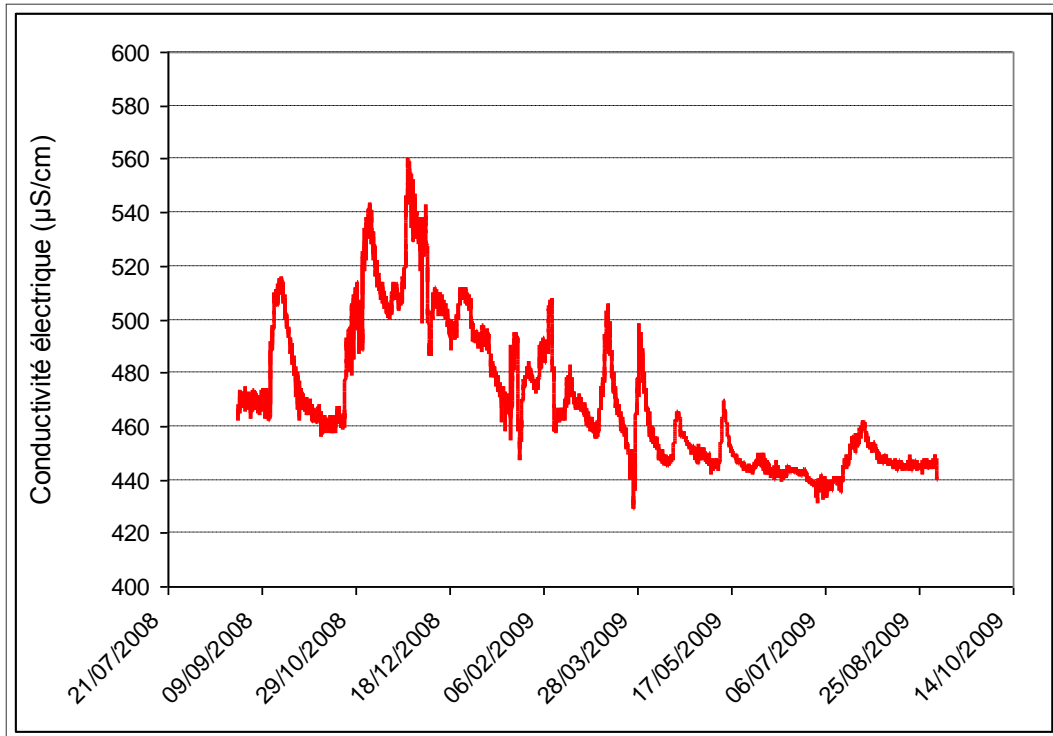
Débites du Nanheul et précipitations de la station de Longuyon à l'échelle journalière



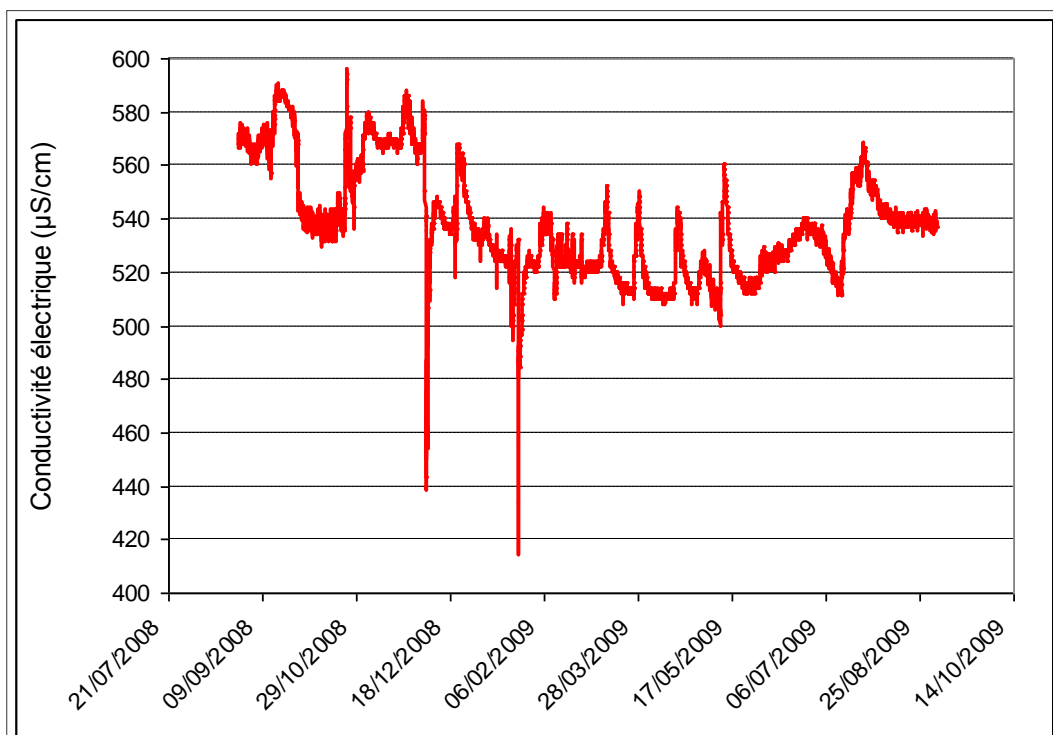
Annexe 4-2 : Les données géochimiques

Sur le Haut-Pays

Conductivités électriques de la source de la Vaise (suivi continu)

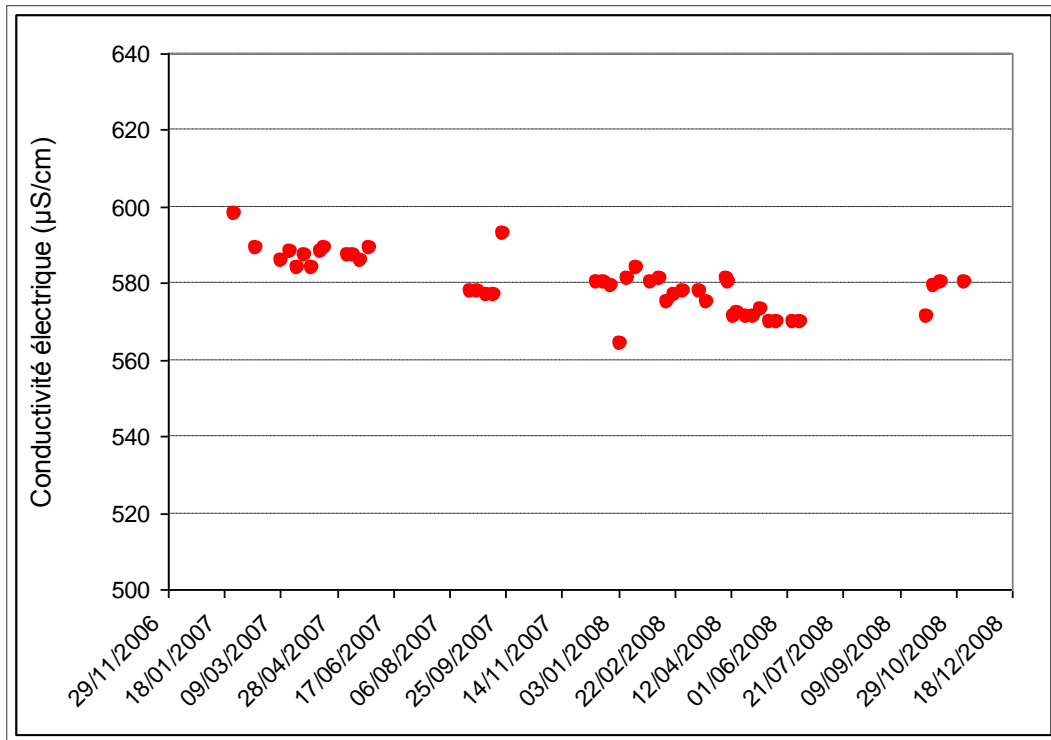


Conductivités électriques de la source du Rongeant (suivi continu)

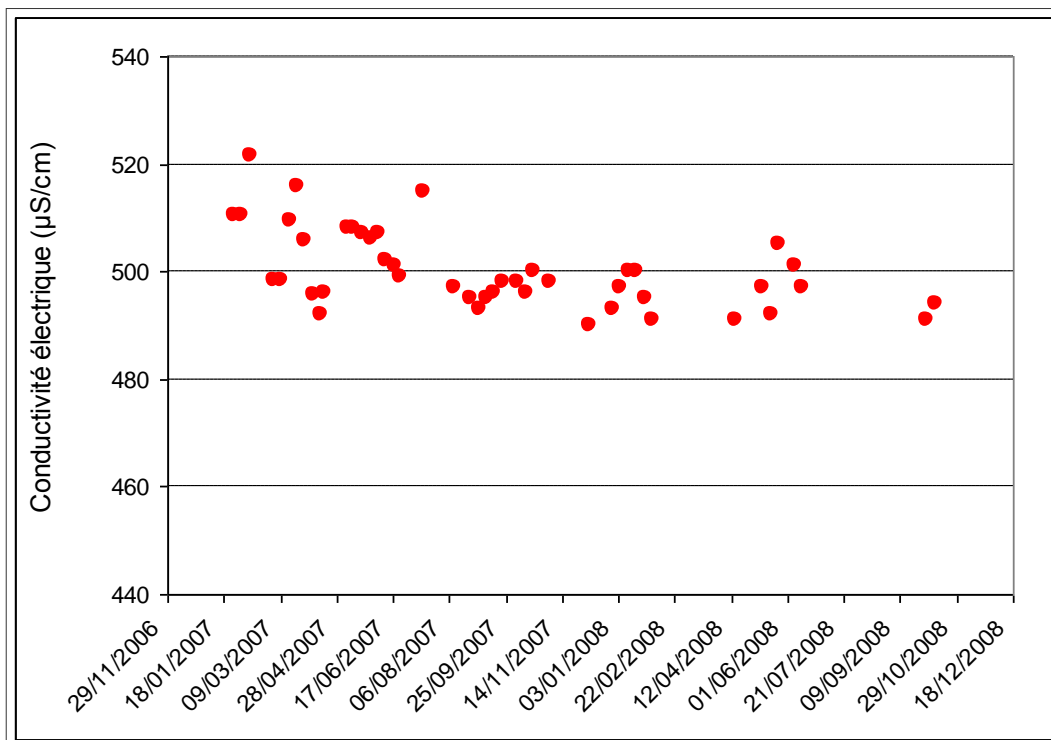


Sur la Montagne

Conductivités électriques de la source du Soiron (suivi ponctuel)



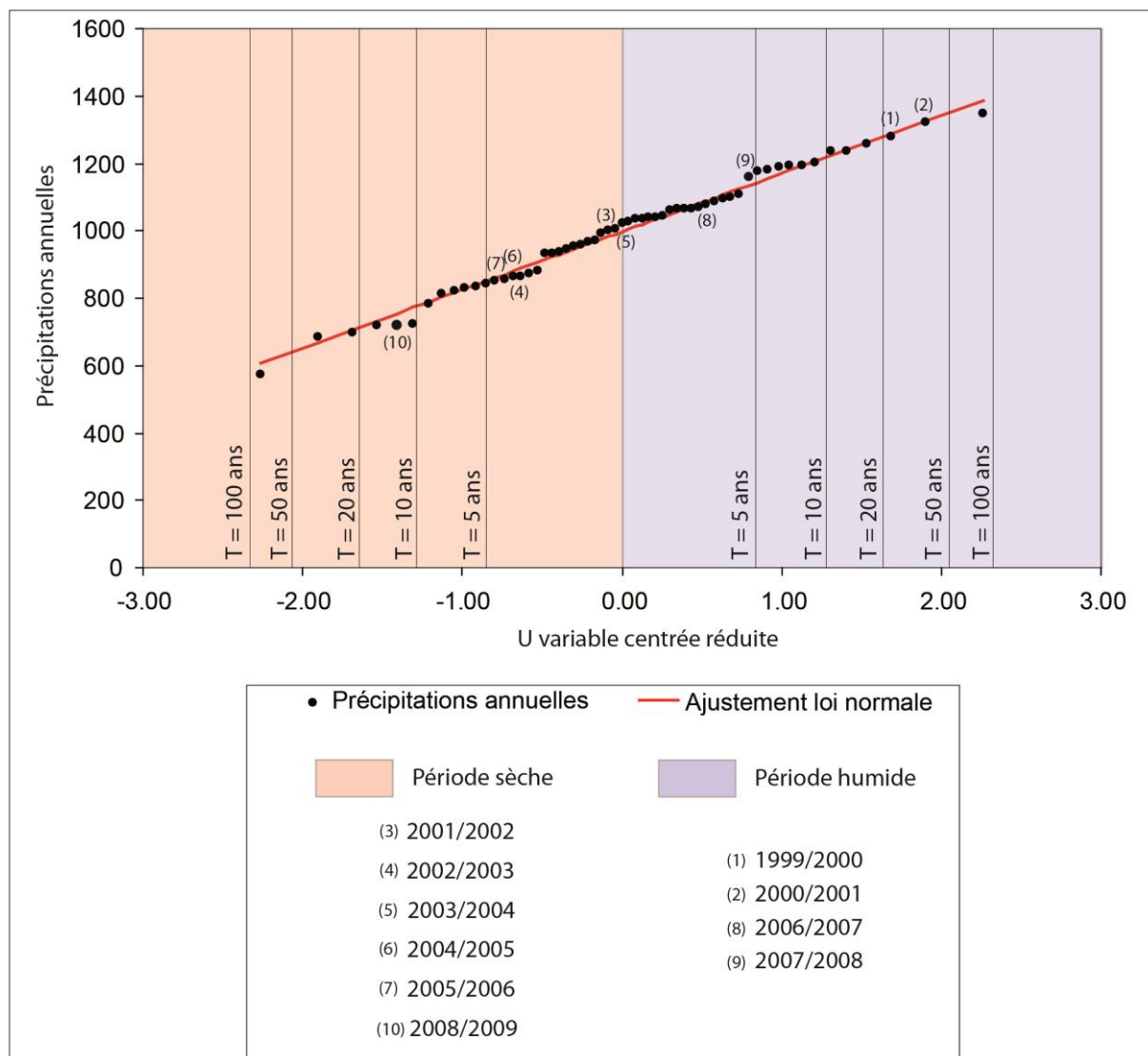
Conductivités électriques de la source de Saint-Julien-lès-Gorze (suivi ponctuel)



Annexe 5-1 : Ajustements statistiques des données pluviométriques aux stations de référence

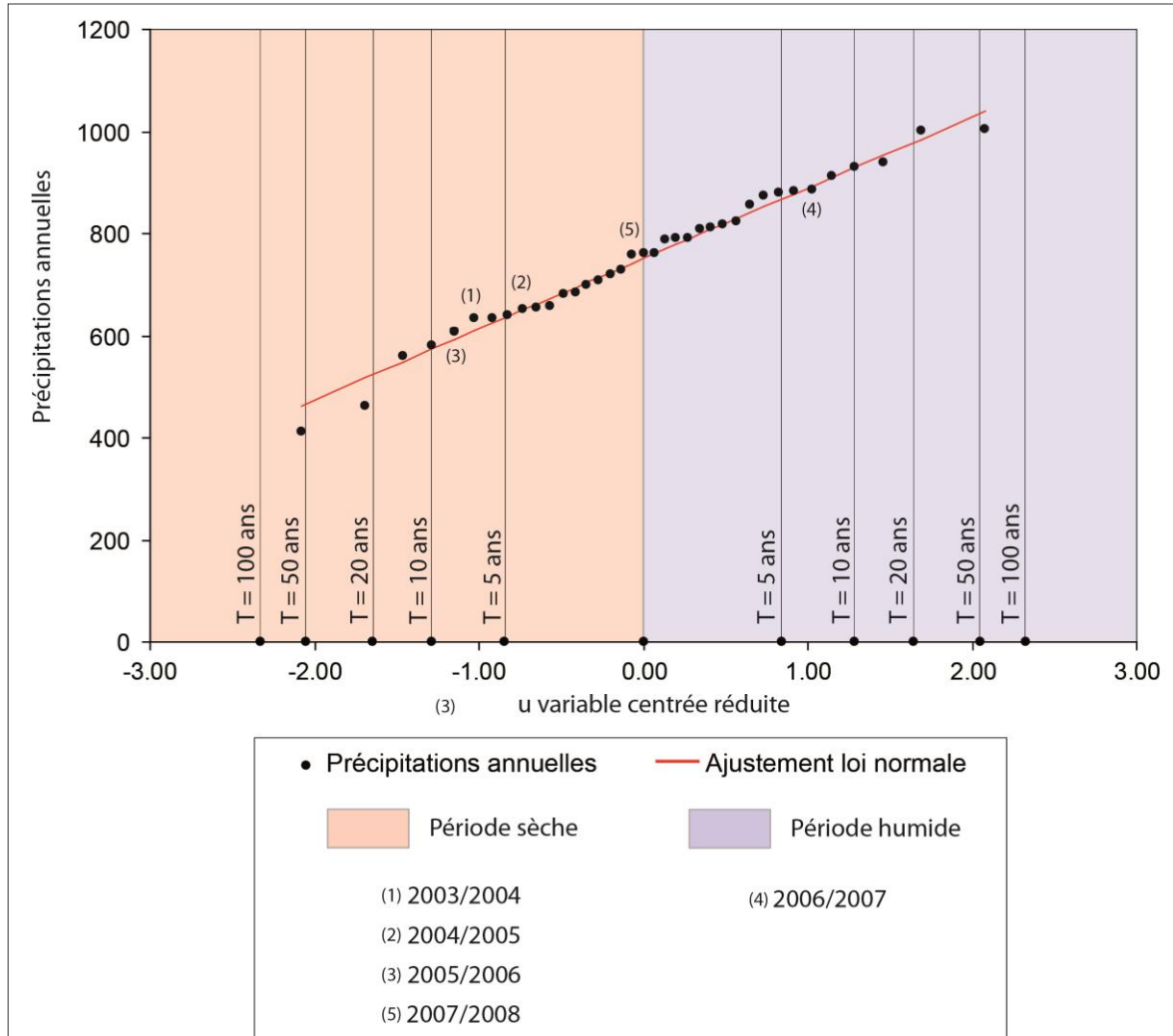
Sur le Haut-Pays

Ajustement des précipitations annuelles de la station de Gondrecourt-le-Château à une loi normale (chronique 1970/2010)



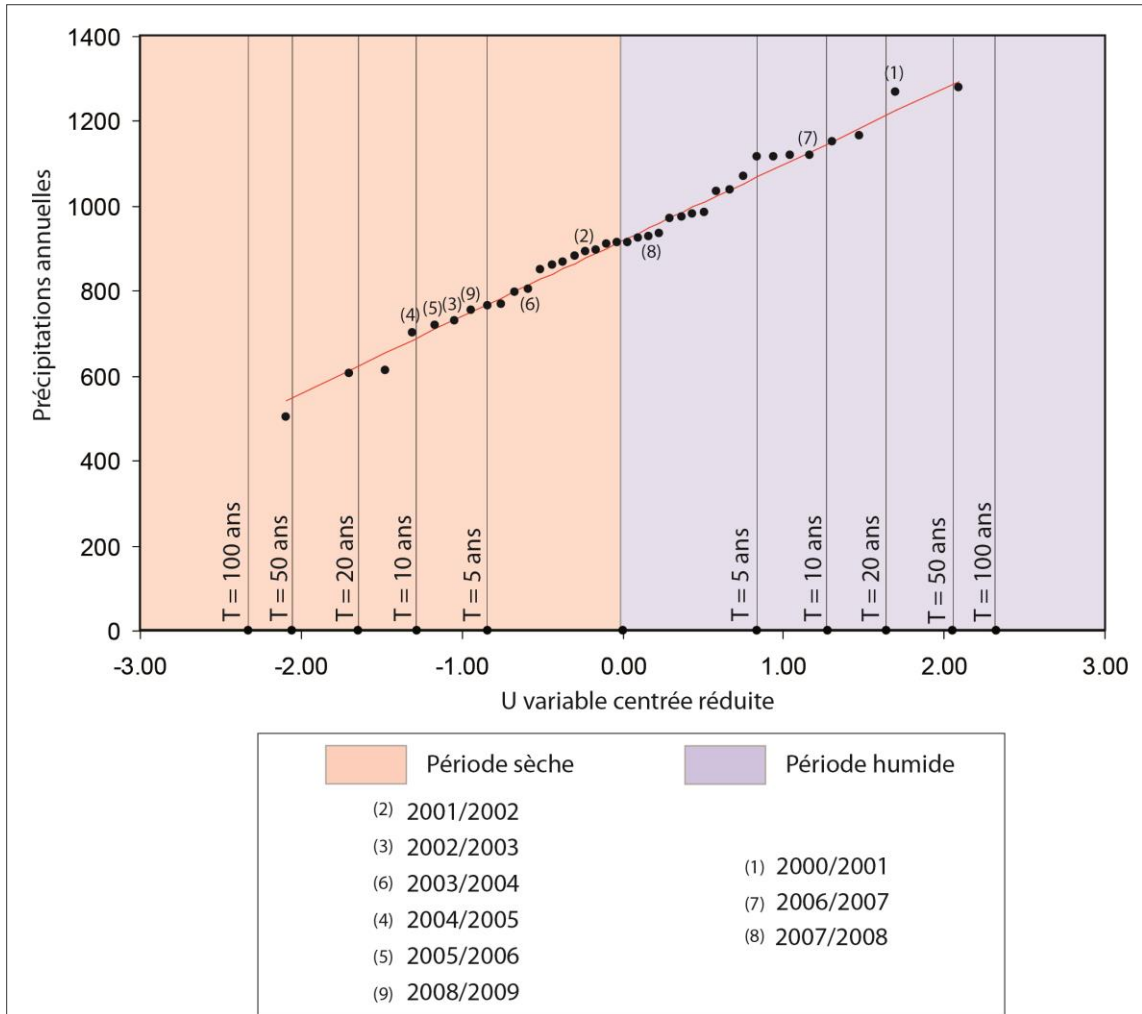
Sur la Montagne

Ajustement statistique à une loi normale des précipitations annuelles à la station de Metz-Frescaty (chronique 1971/2008)



Sur le Pays-Haut

Ajustement statistique à une loi normale des précipitations annuelles à la station de Longuyon (chronique 1971/2009)



Annexe 5-2 : Les bilans hydriques

Sur le Haut-Pays

Bilan hydrique de la Vaise (2008/2009)

- Précipitations de la station d'Abainville
- ETP de la station d'Abainville

	oct.	nov.	déc.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	sept.	année
P	78	40	80	37	51	69	58	93	57	74	33	28	698
ETP	27	11	3	0	14	42	72	110	115	130	111	61	696
Déficit Pluviométrique	-51	-29	-77	-37	-37	-27	14	17	58	56	78	33	
DPCumulé	0	0	0	0	0	0	14	31	89	145	223	256	
R (état de la R)	50	50	50	50	50	50	38	27	8	3	1	0	
DR (variation de la réserve)	50	0	0	0	0	0	-12	-11	-19	-5	-2	-1	
ETR	27	11	3	0	14	42	70	104	76	79	35	29	490
BESOINS (ETP-ETR)	0	0	0	0	0	0	2	6	39	51	76	32	206
SURPLUS	1	29	77	37	37	27	0	0	0	0	0	0	208

Bilans hydriques de la Maldite et du Rongeat (2007/2009)

- Précipitations de la station de Cirfontaines-en-Ornois
- ETP de la station de Cirfontaines-en-Ornois

2007/2008

	nov.	déc.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	sept.	oct.	année
P	59	93	67	57	124	77	94	66	61	102	73	77	950
ETP	12	12	15	25	35	49	103	91	112	84	52	27	617
Déficit Pluviométrique	-47	-81	-52	-32	-89	-28	9	25	51	-18	-21	-50	
DPCumulé	0	0	0	0	0	0	9	34	85	31	2	0	
R (état de la R)	50	50	50	50	50	50	42	25	9	27	48	50	
DR (variation de la réserve)	0	0	0	0	0	0	-8	-17	-16	18	21	2	
ETR	12	12	15	25	35	49	102	83	77	84	52	27	573
BESOINS (ETP-ETR)	0	0	0	0	0	0	1	8	35	0	0	0	44
SURPLUS	47	81	52	32	89	28	0	0	0	0	0	48	377

2008/2009

	nov.	déc.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	sept.	oct.	année
P	44	61	34	58	60	63	94	52	89	32	34	33	654
ETP	13	6	12	13	39	67	98	103	121	120	66	33	691
Déficit Pluviométrique	-31	-55	-22	-45	-21	4	4	51	32	88	32	0	
DPCumulé	-76	0	0	0	0	4	8	59	91	179	211	196	
R (état de la R)	32	50	50	50	50	46	43	15	8	1	1	1	
DR (variation de la réserve)	31	18	0	0	0	-4	-3	-28	-7	-7	0	0	
ETR	13	6	12	13	39	67	97	80	96	39	34	33	529
BESOINS (ETP-ETR)	0	0	0	0	0	0	1	23	25	81	32	0	162
SURPLUS	0	37	22	45	21	0	0	0	0	0	0	0	125

Bilans hydriques de la Manoise (1999/2009)

- Précipitations de la station de Busson
- ETP de la station de Saint-Dizier (1999/2003) et de la station de Busson (2003/2009)

1999/2000

	nov.	déc.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	sept.	oct.	année
P	48	284	75	159	68	53	123	63	211	46	104	125	1359
ETP	9	11	9	20	47	79	110	142	113	119	64	36	759
Déficit Pluviométrique	-39	-273	-66	-139	-21	26	-13	79	-98	73	-40	-89	
DPCumulé	0	0	0	0	0	26	11	90	0	73	13	0	
R (état de la R)	100	100	100	100	100	77	90	41	100	48	88	100	
DR (variation de la réserve)	0	0	0	0	0	-23	13	-49	59	-52	40	12	
ETR	9	11	9	20	47	76	110	112	113	98	64	36	705
BESOINS (ETP-ETR)	0	0	0	0	0	3	0	30	0	21	0	0	54
SURPLUS	39	273	66	139	21	0	0	0	39	0	0	77	654

ANNEXES

Sur la Montagne

Bilans hydriques des sources du Soiron et de Saint-Julien-lès-Gorze (2003/2008)

- Précipitations de la station du Soiron
- ETP de la station de Metz

2003/2004

	oct.	nov.	déc.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	sept.	année
P	45	90	48	43	154	27	38	63	61	40	80	121	765
ETP	74	32	12	10	10	22	46	80	109	126	127	108	682
Déficit Pluviométrique	29	-58	-36	-33	-144	-5	8	17	48	86	47	-13	
DPCumulé	136	-71	0	0	0	0	8	25	73	159	206	107	
R (état de la R)	12	70	75	75	75	75	67	54	28	9	5	18	
DR (variation de la réserve)	-6	58	5	0	0	0	-8	-13	-26	-19	-4	13	
ETR	51	32	12	10	10	22	46	76	87	59	84	108	546
BESOINS (ETP-ETR)	23	0	0	0	0	0	0	4	22	67	43	0	136
SURPLUS	0	0	31	33	144	5	0	0	0	0	0	0	213

2004/2005

	oct.	nov.	déc.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	sept.	année
P	98	74	40	65	49	68	35	101	40	45	97	51	665
ETP	73	31	10	6	14	16	43	72	109	134	131	103	669
Déficit Pluviométrique	-25	-43	-30	-59	-35	-52	8	-29	69	89	34	52	
DPCumulé	74	-33	0	0	0	0	8	0	69	158	192	244	
R (état de la R)	28	71	75	75	75	75	67	75	30	9	6	3	
DR (variation de la réserve)	25	43	4	0	0	0	-8	8	-45	-21	-3	-3	
ETR	73	31	10	6	14	16	43	72	85	66	100	54	497
BESOINS (ETP-ETR)	0	0	0	0	0	0	0	0	24	68	31	49	172
SURPLUS	0	0	26	59	35	52	0	21	0	0	0	0	193

2005/2006

	oct.	nov.	déc.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	sept.	année
P	18	45	45	85	26	73	88	24	94	45	24	166	715
ETP	69	34	10	7	10	16	46	75	98	135	172	96	699
Déficit Pluviométrique	51	-11	-35	-78	-16	-57	-42	51	4	90	148	-70	
DPCumulé	54	11	0	0	0	0	0	51	55	145	293	3	
R (état de la R)	37	48	75	75	75	75	75	38	36	11	2	72	
DR (variation de la réserve)	-35	11	27	0	0	0	0	-37	-2	-25	-9	70	
ETR	53	34	10	7	10	16	46	61	96	70	33	96	479
BESOINS (ETP-ETR)	16	0	0	0	0	0	0	14	2	65	139	0	220
SURPLUS	0	0	8	78	16	57	42	0	0	0	0	0	201

2006/2007

	oct.	nov.	déc.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	sept.	année
P	53	107	73	59	82	117	107	7	85	98	89	105	929
ETP	57	34	13	14	17	19	45	105	113	122	123	102	707
Déficit Pluviométrique	4	-73	-60	-45	-65	-98	-62	98	28	24	34	-3	
DPCumulé	163	0	0	0	0	0	0	98	126	150	184	159	
R (état de la R)	9	75	75	75	75	75	75	20	14	10	6	9	
DR (variation de la réserve)	0	66	0	0	0	0	0	-55	-6	-4	-4	3	
ETR	53	34	13	14	17	19	45	62	91	102	93	102	592
BESOINS (ETP-ETR)	4	0	0	0	0	0	0	43	22	20	30	0	115
SURPLUS	0	7	60	45	65	98	62	0	0	0	0	0	337

2007/2008

	oct.	nov.	déc.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	sept.	année
P	111	21	54	94	94	86	119	59	85	60	62	74	808
ETP	53	28	11	12	14	19	46	62	116	114	129	96	647
Déficit Pluviométrique	-58	7	-43	-82	-80	-67	-73	3	31	54	67	22	
DPCumulé	11	18	0	0	0	0	0	3	34	88	155	177	
R (état de la R)	65	59	75	75	75	75	75	72	48	23	9	7	
DR (variation de la réserve)	58	-6	16	0	0	0	0	-3	-24	-25	-14	-2	
ETR	53	27	11	12	14	19	46	62	109	85	76	76	537
BESOINS (ETP-ETR)	0	1	0	0	0	0	0	0	7	29	53	20	110
SURPLUS	0	0	27	82	80	67	73	0	0	0	0	0	329

ANNEXES

Sur le Pays-Haut

Bilans hydriques du Nanheul (2000/2009)

- Précipitations de la station de Longuyon
- ETP de la station de Metz

2000/2001

	nov.	déc.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	sept.	oct.	année
P	119	148	85	136	84	168	152	23	39	85	90	149	1278
ETP	35	19	13	12	21	43	63	124	121	143	114	49	757
Déficit Pluviométrique	-84	-129	-72	-124	-63	-125	-89	101	82	58	24	-100	
DPCumulé	0	0	0	0	0	0	54	110	73	85	0	0	
R (état de la R)	75	100	100	100	100	100	58	33	48	43	100	100	
DR (variation de la réserve)	0	0	0	0	0	0	-42	-25	15	-5	57	0	
ETR	35	19	13	12	21	43	63	94	139	109	48	49	0
BESOINS (ETP-ETR)	0	0	0	0	0	0	0	31	0	7	0	0	50
SURPLUS	137	73	82	58	144	132	0	0	0	0	84	55	765

2001/2002

	nov.	déc.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	sept.	oct.	année
P	74	131	85	77	165	87	48	48	24	60	58	27	884
ETP	33	10	10	10	29	44	84	101	134	127	99	69	750
Déficit Pluviométrique	-41	-121	-75	-67	-136	-43	36	53	110	67	41	42	
DPCumulé	0	0	0	0	0	47	36	148	198	207	97	0	
R (état de la R)	75	100	100	100	100	63	70	23	14	13	38	100	
DR (variation de la réserve)	0	0	0	0	0	-37	7	-47	-9	-1	25	62	
ETR	33	10	10	10	29	44	63	73	88	95	71	49	674
BESOINS (ETP-ETR)	0	0	0	0	0	0	0	65	41	8	0	0	124
SURPLUS	144	103	63	157	34	0	0	0	0	0	0	2	503

2002/2003

	nov.	déc.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	sept.	oct.	année
P	104	133	105	72	18	40	34	75	28	53	42	26	730
ETP	34	13	10	6	17	58	88	108	147	146	149	76	852
Déficit Pluviométrique	-70	-120	-95	-66	-1	18	54	33	119	93	107	50	
DPCumulé	0	0	0	0	20	67	118	212	317	431	488	0	
R (état de la R)	75	100	100	100	82	51	31	12	4	1	1	100	
DR (variation de la réserve)	0	0	0	0	-18	-31	-20	-19	-8	-3	0	99	
ETR	34	13	10	6	17	43	63	77	53	38	24	49	517
BESOINS (ETP-ETR)	0	0	0	0	0	0	0	75	97	111	57	0	389
SURPLUS	169	96	122	23	0	0	0	0	0	0	0	8	418

	nov.	déc.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	sept.	oct.	année
P	55	51	61	117	19	41	68	43	46	69	101	32	703
ETP	32	12	10	10	22	46	80	109	126	127	108	74	756
Déficit Pluviométrique	-23	-39	-51	-107	3	5	12	66	80	58	7	42	
DPCumulé	0	0	0	0	16	36	67	119	161	39	75	0	
R (état de la R)	75	100	100	100	85	70	51	30	20	68	47	100	
DR (variation de la réserve)	0	0	0	0	-15	-15	-19	-21	-10	48	-21	53	
ETR	32	12	10	10	21	43	63	95	99	108	63	49	0
BESOINS (ETP-ETR)	0	0	0	0	0	0	0	31	32	0	15	0	96
SURPLUS	54	48	201	11	0	0	0	0	0	0	0	31	345

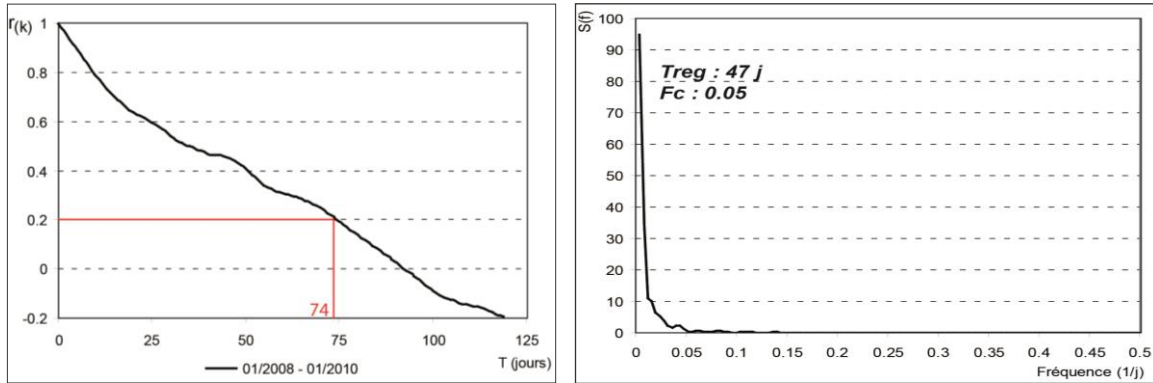
2003/2004

Annexe 5-3 : Les analyses corrélatoires et spectrales

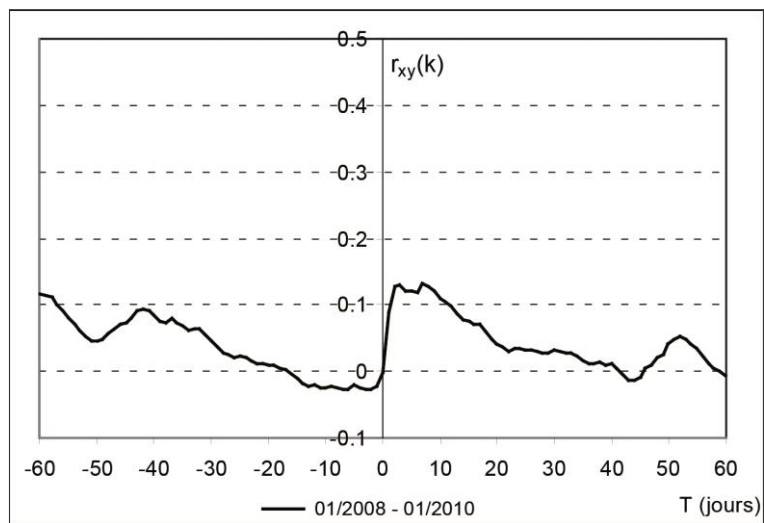
Sur les systèmes fissurés

Vaise

Corrélogramme et spectre simples des débits de la Vaise (chronique 01/2008-01/2010)



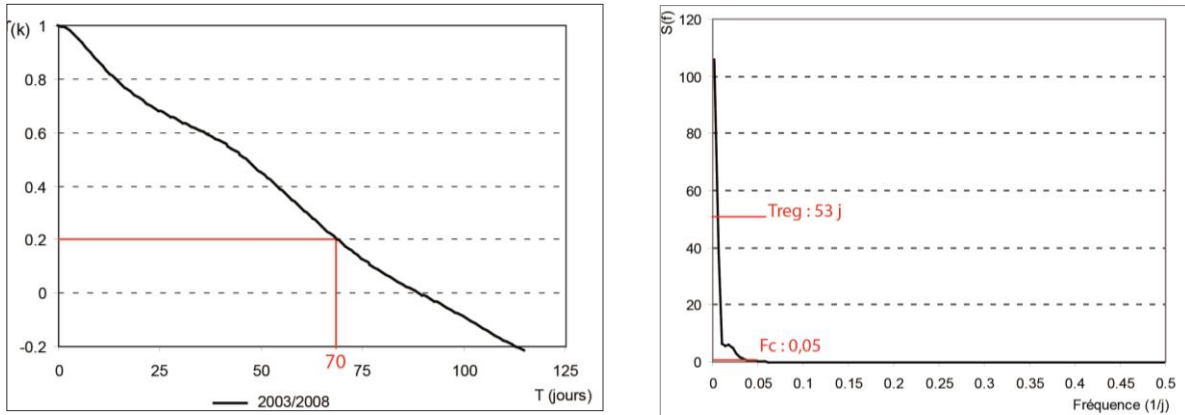
Corrélogramme croisé entre les précipitations de la station pluviométrique d'Abainville et les débits de la Vaise (chronique 01/2008-01/2010)



ANNEXES

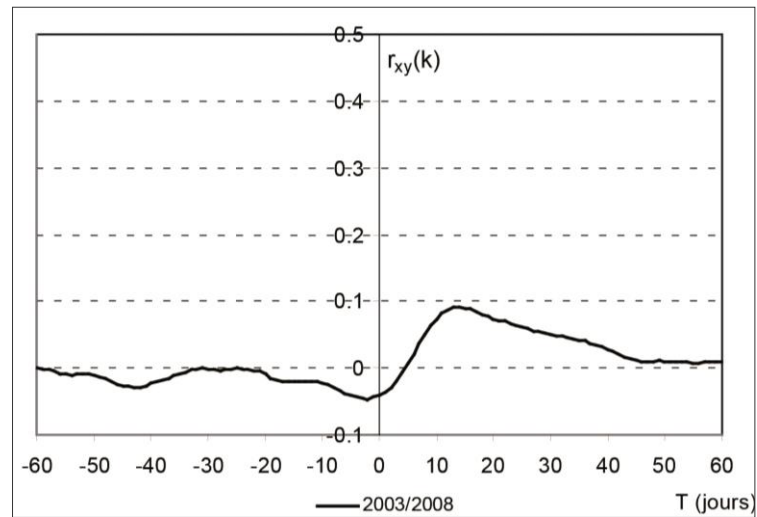
Source de Saint-Julien-lès-Gorze

Corrélogramme et spectre simples des débits de la source de Saint-Julien-lès-Gorze (chronique 10/2003-09/2008)



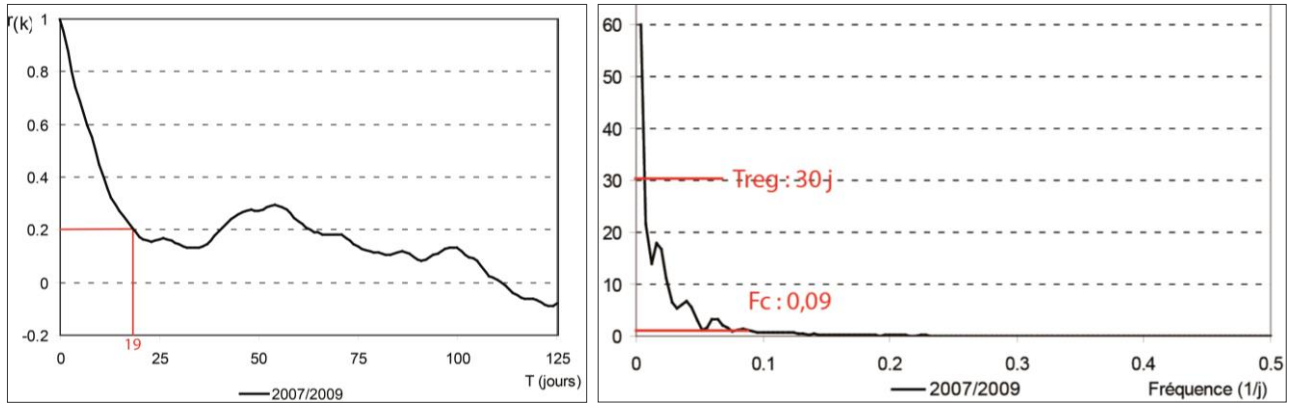
Soiron

Corrélogramme croisé entre les précipitations de la station du Soiron et les débits de la source du Soiron (chronique 10/2003-09/2008)

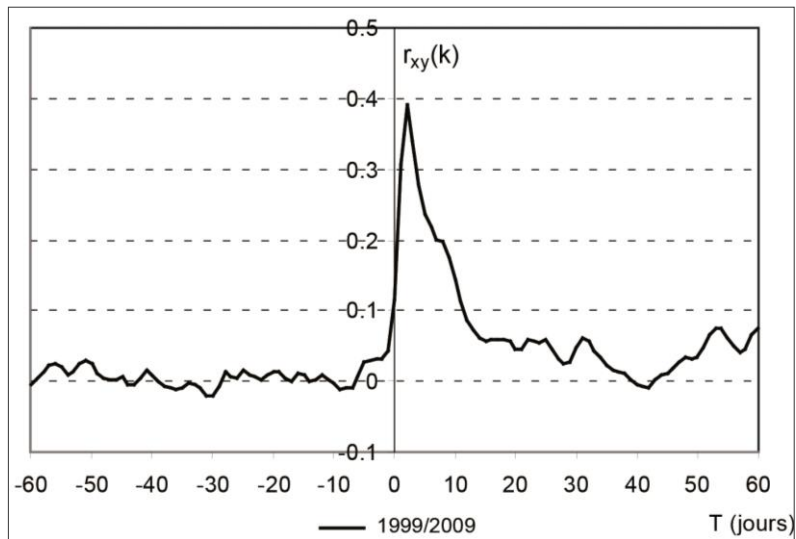


Sur les systèmes karstiquesRongean

Corrélogramme et spectre simples des débits du Rongean (chronique 11/2007-10/2009)

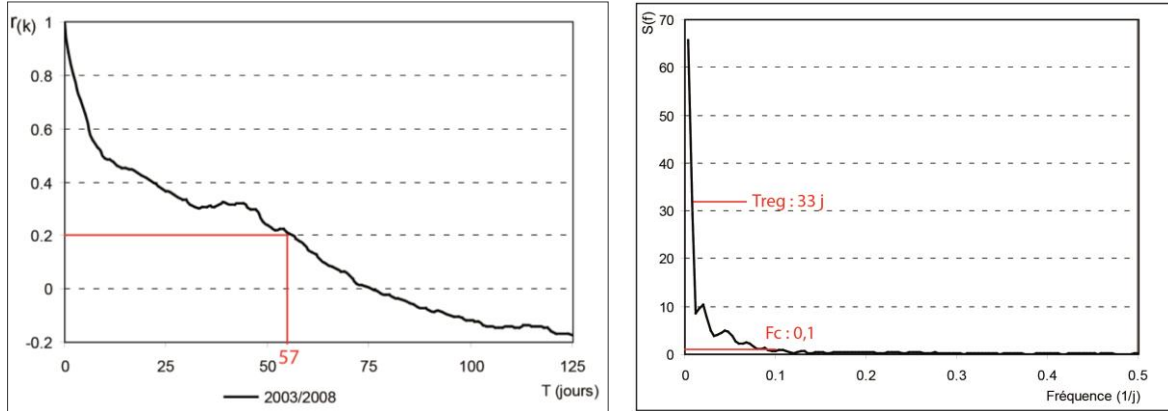
Manoise

Corrélogramme croisé entre les précipitations de la station pluviométrique de Busson et les débits de la Manoise (chronique 11/1999-10/2009)

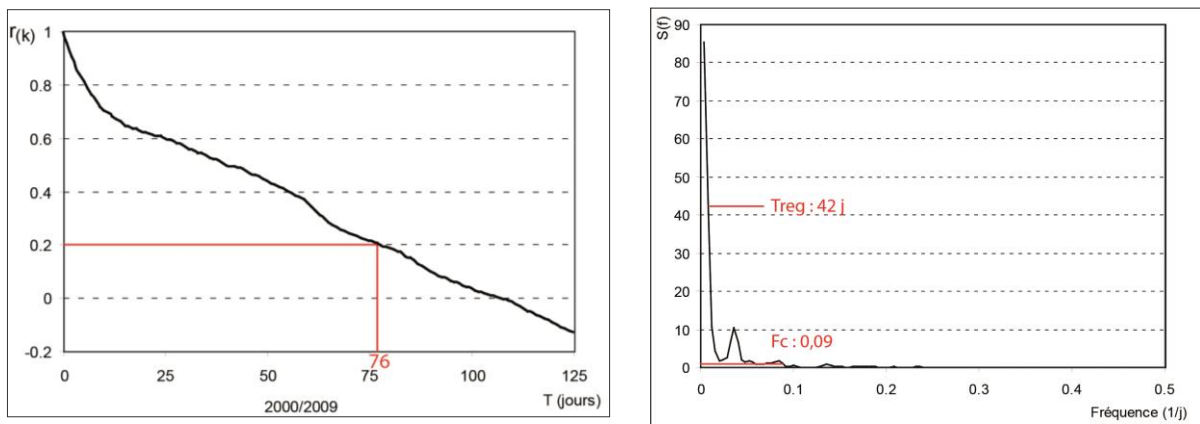


Sur les bassins versantsAulnois

Corrélogramme et spectre simples des débits du ruisseau de Chambley-Bussières (chronique 2003/2008)

Nanheul

Corrélogramme et spectre simples des débits du Nanheul (chronique 2000/2009)



Publication

Fister V. (2012). Mapping the vulnerability of limestone aquifer in bottom plateaus. Proceedings of the International Conference "Continental Hydrosystems and European Territories faced with Different Water Laws", July 11-13, 2011, Sion, Switzerland. Verlag Friedrich Pfeil, München, in press.

Particulièrement sollicitées pour l'AEP et disposant d'une qualité des eaux globalement médiocre, les masses d'eau souterraines contenues dans les plateaux calcaires du bassin Rhin-Meuse ont été classées « à risque » par la Directive cadre européenne sur l'eau (DCE). Cette sensibilité des aquifères calcaires à la contamination est associée à l'existence de morphologies karstiques qui déterminent des cinétiques d'écoulement rapide et non filtré. Il apparaît toutefois réducteur d'apparenter l'intégralité des affleurements calcaires du Nord-Est de la France à des secteurs vulnérables, l'extension spatiale du karst étant essentiellement limitée aux zones de contact entre marnes et calcaires. Il convient donc, pour évaluer plus scrupuleusement la vulnérabilité de la ressource, de distinguer les secteurs hydrologiquement très réactifs, affectés localement par l'emprise du karst, des secteurs marqués par des écoulements plus inertiels. Les connaissances morphologiques (manifestations exokarstiques) et hydrologiques (traçages, réponses impulsionnelles, bilans et rendements de bassins) acquises sur les bas plateaux des Côtes de Meuse Sud nous permettent de proposer une méthode qui traduit la variabilité de la vulnérabilité constatée au sein d'une même masse d'eau. Il s'agit d'une cartographie multicritère fondée sur l'indexation et la pondération de critères en accord avec les spécificités des aquifères calcaires de bas plateaux. Deux types de critères sont retenus :

- Les critères de structure de l'aquifère. Fonctions de la lithologie, de la fracturation et des zones de contrastes lithologiques, ces critères renseignent sur le comportement hydrodynamique des terrains rencontrés.
- Les critères de fonctionnement de l'aquifère. L'infiltration est évaluée au travers de la pente, du couvert végétal et des manifestations exokarstiques et permet d'identifier les modalités d'alimentation de l'aquifère. La fonctionnalité des impluviums évalue l'emprise de l'endokarst et son rôle sur les circulations souterraines.

L'hétérogénéité de la sensibilité à la pollution constatée sur le secteur du Haut-Pays meusien semble en accord avec les modalités de fonctionnement des aquifères calcaires de bas plateaux. S'opposent des secteurs hydrologiquement fonctionnels où la présence d'une couverture semi-perméable autorise une karstification active et des indices conséquents de vulnérabilité à des secteurs où le recul de couverture limite toute nouvelle karstification et induit des indices faibles de vulnérabilité.

1. Context

Alluvials and limestones aquifers of the Rhine-Meuse basin have been identified as highly affected by nitrate and phytosanitary pollution in the inventory drawn up for the European Framework Directive on Water (AERM, 2004). Consequently, these different water masses were defined as "at risk" and their return to a good ecological condition has been postponed to 2027. One of the factors governing the pollution risk of the limestone aquifer is the development of groundwater and surface karst morphologies at the origin of fast and unfiltered flow. To reflect the vulnerability of karst aquifers and allow to implement protection areas for the works that supply drinking waters, many methods based on multicriteria mapping have been developed such as EPIK method (Dörfliger and Zwahlen 1998). By overlaying several layers of geographic information on a predefined grid, an overall

vulnerability index can be calculated on each cell. Inspired by this approach, other models of multi-criteria mapping have been developed; RISKE (Pételet-Girau et al. 2000); RISKE 2 (Plagnes et al. 2005); KARSTIC (Davis et al. 2002); PaPRIKa (Kavouri et al. 2011). EPIK method and its developments have also been applied many times in order to characterize the vulnerability of mediterranean karst systems. Unlike the high hydraulic gradient mediterranean karsts, the karsts of the North-East of France are subservient to geological permeability contrasts which allow sudden changes in flow conditions (Devos 2011). It appears simplistic to make the completeness of the limestone outcrops similar to vulnerable sectors; the spatial extent of the karst is essentially limited to areas marked by a contact between limestone and cover. It is necessary to assess more carefully the vulnerability of the resource to distinguish hydrologically very responsive areas, locally affected by the influence of karst and areas marked by more inertial flow.

2. Methodology

This is a multi-criteria mapping method based on the indexing of weight criteria based on the method RISKE (and its evolutions) which recommends five steps:

- The mapping of each criterion in 1/25 000 or 1/50 000th. Each criterion is then divided into classes materialized by an index ranging from 0 to 4.
- The stage of discretization that contributes to the transformation of the vector format to a raster image by using a digital terrain model.
- The criteria used in the method are assigned a weight factor for each cell in the calculation of an index of vulnerability: this step corresponds to a superposition of criteria cards.
- The reclassification is divided into five classes of equidistant value and allows to calculate the vulnerability index on each cell.
- The last step of verification is a comparison between the map of vulnerability and field realities.

Two types of criteria (fig. 1) are used in accordance with the specificities of the limestone aquifers of low plateaus.

2.1 Structure criteria

2.1.1 Lithological criterion (L)

The nature of geological training determines a part of the aquifer hydrodynamic behavior and impacts on underground velocities, fracturing is also taken into account in the development of this factor. Mapping this criterion is based on the Rhine-Meuse basin lithology and permeability atlas (Zumstein et al. 1985). It reports the sensitivity of the outcropping formations to pollution which is based on their lithological and hydrodynamic characteristics.

2.1.2 Karstification front criterion (Kf)

The existence of a marly or clayey cover overlying limestones facilitates the concentration and prioritization of runoff into the aquifer limestone and determines a lithostratigraphic contact karst. The karst resulting from this type of morphogenesis is a cover karst the expansion of which depends on the thickness of the cover (Devos, 2010). Beyond a 30 m thickness, the coverage significantly reduces infiltration and prevents the development of karst. From 1 to 30 m structural conditions allow the development of an active karst (karstification front) where well-developed drainage systems permit the convergence of flow

towards major springs. From a methodological point of view, the altitude of the contact between the cover and the limestone formations is evaluated by the use of a DTM. Considering a shallow dip, the hypothetical elevation of the roof of the limestone layer was subsequently extrapolated over the entire area under cover. The difference between the elevation extrapolated from this roof and altitude to the ground gives the hypothetical thickness of the coverage. The front of karstification of this sector is individualized by retaining only a depth of cover between the two threshold values : from 1 to 30 m.

2.2 Functioning criteria

2.2.1 Infiltration criterion (I)

In carbonate lands, infiltration is highly correlated with the presence of an exokarst governing two modes of infiltration: a concentrated infiltration because of stream losses and a diffuse infiltration through the carbonated cover. Pedological and topographic factors also condition the infiltration processes. Exokarst is described by using the various surveys conducted on the Oxfordian limestone and is completed by field observations while slope is determined by using a DTM and soil cover by using Corin Land Cover database.

2.2.2 Karst Development criterion (Kd).

Only a few tracer tests were conducted on the study area which is also devoid of speological networks; endokarst development is globally unknown. The identification of watershed discharge during low flow allows to discern contrasted hydrologic behavior: (i) moderate discharge watershed (from 1 to 10 l/s/km²) related to the influence of a phreatic water on the river (not karstic basin), (ii) no discharge watershed (0 l/s/km²) and (iii) high discharge watershed (> 10 l/s/km²), the last two catchments are considering being influenced by a karst network. Tracer tests are also used to identify the transit velocities for these types of catchments.

2.3 Vulnerability calculation

To calculate intrinsic vulnerability V_g , the four maps are combined according to the following relation: $V_g = aL + bKf + cI + dKd$

The sum of the weight (a, b, c, d) is equal to 1 and weight values can be changed according to the operator judgment (Kavouri et al. 2011).

3. Application

The studied area known as “Haut Pays” is located in the North-East of France within the coast of Meuse (southern part of it) and covering 864 km² (fig. 2). A typical low plateau of this part of France, this region is marked by limestone outcroppings which highly impact local framework. Globally dry, this region is drained by low discharge rivers and a few high discharge springs located on the periphery of the plateau.

3.1 Lithological map

The lithological map (fig. 3a) reflects the geological heterogeneity of a low limestone plateau. Indeed we find a typical configuration of the low limestone plateau which shows the contrast

between the eastern part of the plateau just on the outskirts of the front side where the coverage was exhumed and allowed limestone layer outcropping; this layer is the Haut Pays's main aquifer which is highly vulnerable and the central part of the plateau marked by a still flushing cover consisting of limestone with marl intercalations which is moderately vulnerable.

3.2 Karstification front map

Haut Pays karst meets the condition of undercover development karst with a contact between the marly limestone of the Upper Oxfordian and middle Oxfordian limestone that determines a karstification front. The karstification front map (fig. 3b) shows that the vulnerable sector related to this criterion is a narrow strip that stretches 25 km in length and extending with an average width of 4 km.

3.3 Infiltration map

Hundreds of concentrated infiltration forms are well recognized on the Haut-Pays, more particularly in the area of the village of Grand (Devos, 2010) and in the woods of Trampot (Marre et al. 2009). However, those exokarstic morphologies drain very few extended basins the most vulnerable index for this criterion: 4); their influence on the dynamic of infiltration is very low and confined in the aforesaid areas. Infiltration occurs very predominantly in accordance with slow kinetics through the geological layers. The infiltration vulnerability map (fig. 3c) testifies the preponderance of slow infiltration (moderately vulnerable) and shows some highly vulnerable (index 3 for this criterion) areas which correspond to lower slopes sectors of the dry valleys.

3.4 Karstification development map

Within the Haut-Pays, the specific card of low flow discharges shows spatial disparities, there are (i) no discharge catchment (marked by a generalized infiltration of precipitation, or by localized losses), (ii) moderate discharge catchment and (iii) hydrologically effective sectors that contribute more to the runoff construction. This spatial preliminary information is coupled with tracer tests information. As a result, only four catchments appear (fig. 3d) to have very special behaviour related to endokarstic development: the Ognon and the Maldite basins in the southern part of the plateau (index 4 for this criterion) and the Amanty and the Fragne creeks watersheds (index 3 for this criterion) in the northern part of the plateau which correspond respectively to the catchment of the major south springs (Rongeant and Manoise springs) and of the major north spring (Vaise spring). Tracer tests show that groundwater velocities are extremely fast in the Ognon and the Maldite basins (> 150 m/h) and slower in the Amanty and the Fragne creeks basins (≈ 50 m/h).

3.5 The vulnerability map

The vulnerability map (fig. 4) underlines the contrast between the western part of the study area (low and moderate vulnerability) covered by semi-permeable layers and the eastern part marked by Oxfordian limestone outcrops (moderate and high vulnerability). Within this limestone, a karstic development can be achieved thanks to the contact areas and determine a true karst network such as those encountered in the Ognon and Maldite watersheds (high and very high vulnerability for the water losses watersheds).

4. Conclusion

The mapping method is designed to characterize intrinsic vulnerability and is based on structural and functioning properties governing hydrological behaviour of low limestone plateau of the North East of France. The structure factors principally require geological data while the functioning factors demand a good understanding of the study area which is achieved through field investigations.

The method as presented can be optimized by using more criteria, specially to describe infiltration processes (for instance the soil nature and its characterization are not taken into account). Moreover the real efficiency of the method is not assessed because of the difficulty of considering a reliable validation process. Consequently, the multicriteria approach does not replace the work to determine the hydrogeological protection perimeters and should be considered as a preliminary approach for the characterization of aquifer vulnerability of low limestone plateaus.

References

- A.E.R.M. 2009. SDAGE 2010-2015, Directive cadre européenne sur l'eau, Tome 1, 33 p.
- Davis AD., Long AJ., Wireman M., 2002. KARSTIC: a sensitive method for carbonate aquifers in karst terrain. *Environmental Geology*, 42, 65-72.
- Devos A. 2010. Les conditions d'écoulement des plateaux calcaires de l'Est de la France. "Habilitation à Diriger des Recherches" (HDR) in geography, University of Reims Champagne-Ardenne, 303 p.
- Dörfliger N., Plagnes V., 2009. Cartographie de la vulnérabilité intrinsèque des aquifères karstiques. Guide méthodologique de la méthode PaPRIKa. BRGM RP -57527-FR Paris, 105 p.
- Kavouri K., Plagnes V., Tremoulet J., Dörfliger N., Rejiba F., Marchet P., 2011. PaPRIKa : a method for estimating karst resource and source vulnerability- application to the Ouyse karst system (southwest France). *Hydrogeology Journal*, 19, 339-353.
- Marre A., Lejeune O., Devos A., Gille E., Harmand D., Jaillet S., Lebaut S., Losson B., Manceau L., Pargny D., 2009. Site Meuse/Haute-Marne. Caractérisation du karst dans les calcaires oxfordiens en bordure du secteur Meuse/Haute-Marne. Acquisition de données de terrain et modèle conceptuel. Rapport n° C.RP.0GRU.09.0001.2., 185 p.
- Plagnes V., Théry S., Fontaine L., Bakalowicz M. Dörfliger N., 2005. Karst vulnerability mapping: improvement of the RISKE method, KARST 2005, Water Resources and Environmental Problems in Karst, 14-19 September 2005 Belgrade-Kotor, Serbia.
- Pételet-Giraud E, Dörfliger N., Crochet P., 2000. RISKE : méthode d'évaluation multicritère de la vulnérabilité des aquifères karstiques. Application aux systèmes des Fontanilles et Cent-Fonts (Hérault, Sud de la France). *Hydrogéologie*, 4, 71-88.
- Zumstein, J. F., Gille, E., Decloux, J. P., and Paris, P. 1989. Atlas de la lithologie et de la perméabilité du bassin Rhin-Meuse, AERM, France.

Figures captions

Figure 1. Index of the the different criteria used in the method.

Index of the lithology: structure criterion		
Criteria	Description	Vulnerability
Lithological	Marls, clays; very low permeability formations	0
	Marly limestone; low permeability formations	1
	Limestone with marl intercalations; moderate permeability formations	2
	Limestone, dolomite slightly fractured; high permeability formations, locally karstified	3
	Limestone, dolomite highly fractured; high permeability formations, karstified and important role of fracture if the faults are parallel to groundwater flow	4
Index of the karstification front: structure criterion		
Criteria	Description	Vulnerability
Karstification front	Lithostratigraphic contact between marl/clay and limestone; concentrated runoff on impervious formations to the outlets localized in the underlying limestones	3
Index of the infiltration: functioning criterion		
Criteria	Description	Vulnerability
Infiltration	Slope (>50 %) or urban area; runoff and insignificant infiltration	0
	High slope (15-50%); major runoff	1
	Moderate slope (5-15%); runoff limited to significant rainfall events	2
	Low slope (0-5%) and catchment areas of dry valleys; slow infiltration	3
	Catchment areas of sinkholes; concentrated infiltration	4
Index of the karst development: functioning criterion		
Criteria	Description	Vulnerability
Karst network development	Moderate discharge catchment during low flow (from 1 to 10 l.s ⁻¹ .km ²)	1
	No discharge catchment (0 l.s ⁻¹ .km ²) or high discharge catchment (>10 l.s ⁻¹ .km ²) during low flow + tracer tests <100 m/h	2
	No discharge catchment (0 l.s ⁻¹ .km ²) or high discharge catchment (>10 l.s ⁻¹ .km ²) during low flow + tracer tests >100 m/h	3

Figure 2. Localisation of the study area.

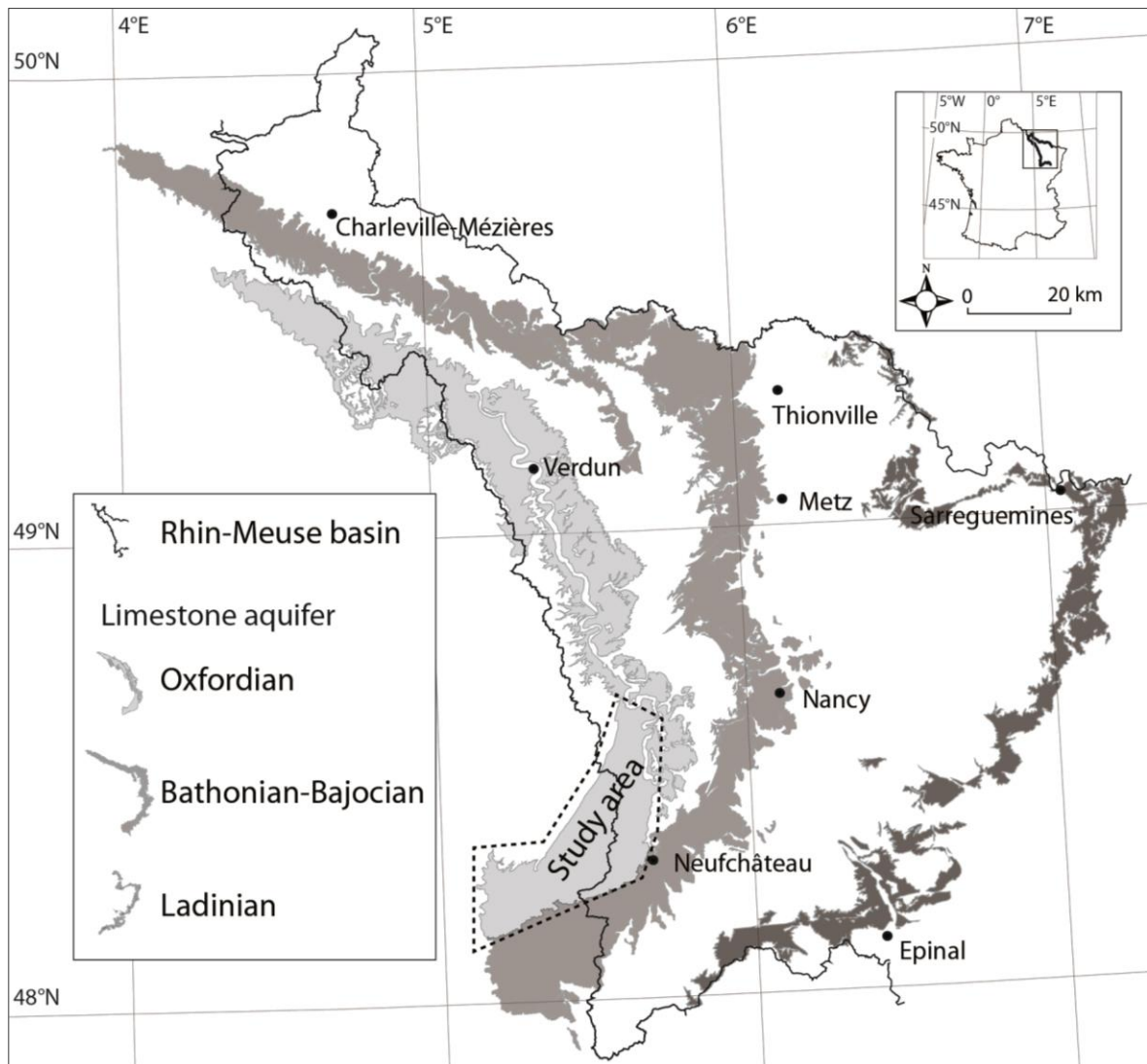


Figure 3. The different step of the construction of the vulnerability map. A. Lithological map. B. Front karstification map C. Infiltration map. D. Karst development map.

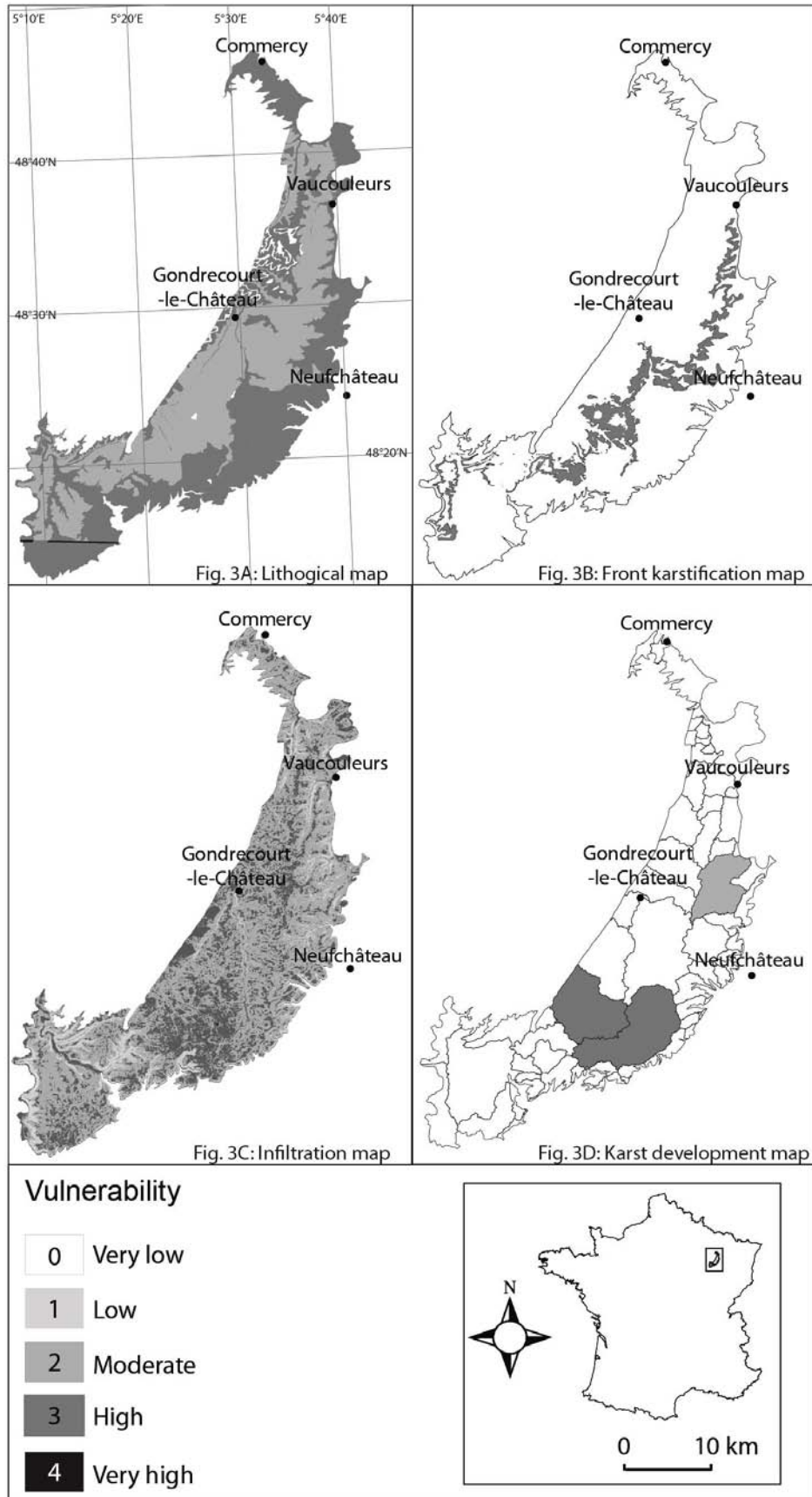


Figure 4. The final vulnerability map of the Haut-Pays

