



HAL
open science

Crues et structures souterraines de drainage des plateaux jurassiques du nord-est de la France

Vincent Fister, Benoît Losson, Sébastien Lebaut, Emmanuel Gille, Luc Manceau

► **To cite this version:**

Vincent Fister, Benoît Losson, Sébastien Lebaut, Emmanuel Gille, Luc Manceau. Crues et structures souterraines de drainage des plateaux jurassiques du nord-est de la France. *Karstologia*, 2013, 61, pp.15-24. hal-01591155

HAL Id: hal-01591155

<https://hal.science/hal-01591155>

Submitted on 5 Oct 2017

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.

Vincent FISTER,
Benoît LOSSON,
Sébastien LEBAUT,
Emmanuel GILLE
et Luc MANCEAU

LOTERR, UFR SHS,
Ile du Saulcy, CS 60228, 57045
Metz cedex 01 - France
vincent.fister@univ-lorraine.fr,
benoit.losson@univ-lorraine.fr,
sebastien.lebaut@univ-lorraine.fr,
gille5@univ-lorraine.fr,
luc.manceau@univ-lorraine.fr

Crués et structures souterraines de drainage des plateaux jurassiques du nord-est de la France

RÉSUMÉ: Le fonctionnement hydrodynamique d'un exutoire 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 crués revient à "zoomer" sur les caractéristiques de drainage des systèmes suivis et, par conséquent, affiner la compréhension des modalités de circulations d'eau. C'est dans cette optique que nous avons opté pour un suivi, lors de différentes crués, de variables hydroclimatiques et géochimiques à l'échelle de quatre exutoires afin d'identifier et de quantifier les composantes de l'écoulement au sein des bas plateaux du Nord-Est de la France. A travers des temps, des types d'eau 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 qui est perçue à une échelle fine. A la suite des analyses, deux types de comportement hydrodynamique sont identifiés:

- dans le cas où l'exutoire est alimenté en partie par des morphologies d'infiltration rapide; l'infiltration est concentrée et profite à la structuration du drainage en

zones non saturée et noyée. La perméabilité du karst se révèle par des variations hydrogéochimiques soudaines et accusées lors des sollicitations pluviométriques majeures;

- dans le cas où l'exutoire est alimenté uniquement par une infiltration diffuse; les structures de drainage sont peu fonctionnelles, et les processus de crue s'effectuent très lentement en réponse à des transits horizontaux et verticaux qui s'effectuent dans des systèmes d'étroites discontinuités.

MOTS-CLÉS: aquifère calcaire, source, crue, zone vadose, zone noyée, Nord-Est de la France.

ABSTRACT: FLOODS AND UNDERGROUND STRUCTURES OF DRAINAGE OF THE JURASSIC PLATEAUS OF THE NORTHEAST OF FRANCE. The hydrodynamic functioning of an outlet during floods is governed by the external precipitation forcing and internal control imposed by the drainage structure. Observe and analyze the floods returns to "zoom in" on the drainage characteristics of the monitored systems and, consequently, to refine the understanding of water circulations. It is in this perspective that we decided to follow up hydroclimatic and geochemical variables during various floods at

the level of four outlets in order to identify and quantify the components of the flow in the low limestones plateaus of the Northeast of France. Through characteristics times, types of water and volumes that illustrate the propagation of the flood wave during hydrological crisis, this is the organization of the rainfall-runoff relationship in the underground drainage structures that is seen at a fine scale. Following the analyses, two types of hydrodynamic behavior are identified:

- in the case where the outlet is supplied in part by rapid infiltration morphologies. Infiltration is concentrated and benefits to the drainage structuring in unsaturated zone and saturated zone. The karst porosity is proved by sudden hydrogeochemical variations during major rainfall;
- in the case where the outlet is exclusively supplied by diffuse infiltration. The structures of drainage are not very functional, and flood processes are very slow in response to horizontal and vertical transits which occur in narrow discontinuities systems.

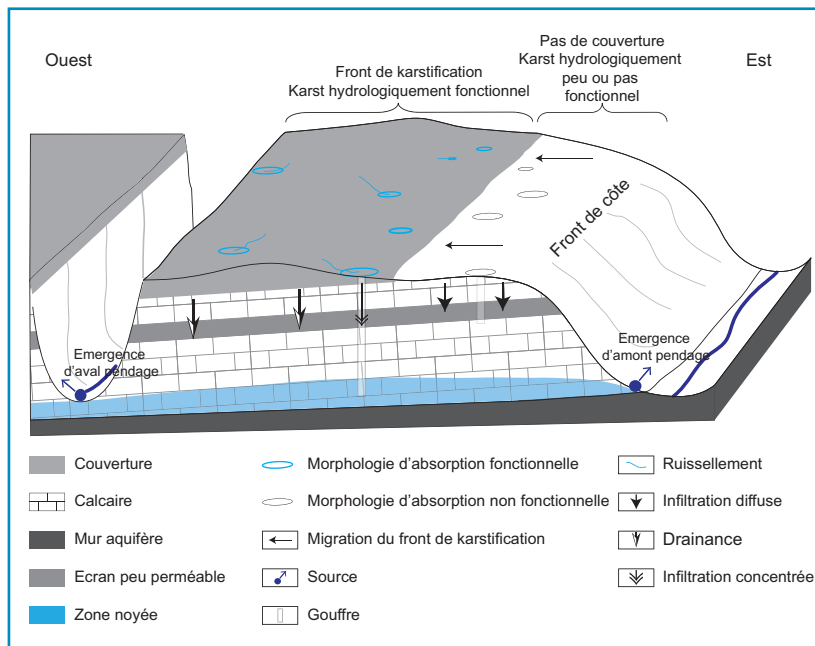
KEYWORDS: limestone aquifer, spring, flood, unsaturated zone, saturated zone, North-East of France.

Introduction

Les principales recherches menées sur les bas plateaux calcaires du nord-est de la France ont permis de définir les dynamiques morphokarstiques de contact lithostratigraphique (soit un contact entre une couverture peu perméable et un calcaire sous-jacent), qu'elles soient en surface ou souterraines [Gamez et al., 1979; Gamez, 1977 et 1995; Jaillet, 2000; Devos, 2010] actuelles ou anciennes [Losson, 2003]. Ces recherches attestent également des contrastes spatiaux qu'induit le karst sur les circulations d'eau, contrastes perçus

par l'étude des caractères de l'écoulement de cours d'eau parcourant ces bas plateaux tels le Loison et l'Othain [Gamez, 1995], la Saulx [Devos, 1996] ou encore la Marne [Lejeune, 2005]. Dans cette recherche, nous souhaitons zoomer sur ces contrastes fonctionnels et optons, pour ce faire, pour un suivi à l'échelle de quelques sources, considérant que sur des bassins de plusieurs centaines de km², tels ceux précités, l'apport respectif des différents compartiments souterrains est difficile à estimer. Plus précisément, cet article est basé sur un suivi des variables hydroclimatiques

(précipitations et débits) et géochimiques (conductivité électrique) en période de crue et au droit de quatre exutoires drainant des strates carbonatées afin d'individualiser l'organisation et les interactions entre les différentes composantes hypogées. Ces exutoires présentent des caractéristiques hydrokarstiques différentes: deux d'entre eux (la Fontaine du Soiron et la source de la Vaise) sont reconnus comme déconnectés des morphologies de l'exokarst et considérés comme des systèmes fissurés peu ou pas karstifiés [Fister, 2012]; les deux autres (les sources du Rongean et de la



Manoise) drainent des systèmes bien karstifiés et sont connectés à des morphologies exokarstiques qui se développent en zone de contact lithostratigraphique [Marre et al., 2009; Lebaut et al., 2012; Fister, 2012]. L'étude hydrogéochimique menée sur ces quatre sources permet, à travers des temps, des types et des volumes d'eau variables, de préciser deux comportements révélateurs des deux types de structure.

Cet article est divisé en quatre parties. La première partie s'intéresse, après un point rapide de l'état des connaissances, aux contextes scientifique et géographique de cette recherche. La seconde partie précise les méthodes employées qui nous permettent de séquencer les types et volumes d'eau qui s'écoulent aux exutoires suivis. La troisième partie isole, à travers les composantes des hydrogrammes, les deux grands types de fonctionnement observés au sein des plateaux calcaires étudiés : les systèmes fissurés et les systèmes karstiques. Enfin la dernière partie synthétise les résultats obtenus.

I. Contexte

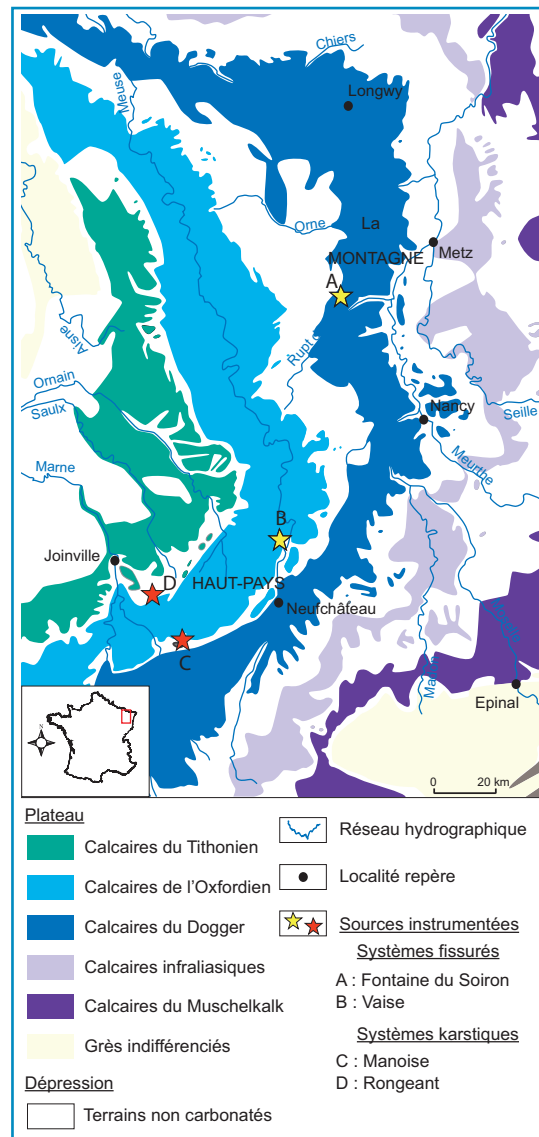
Dans les reliefs de côte du nord-est de la France, des faciès peu perméables (marno-calcaires) ou imperméables (marnes ou argiles) surmontent ponctuellement les revers de cuesta armés dans les formations calcaires. Cette zone de contact, entre calcaire et couverture, est ponctuée par de nombreuses morphologies karstiques (pertes, dolines, gouffres) alignées en liserés [Gamez, 1985 et 1995]. La dualité géologique

Figure 1: Couverture, front de karstification et conséquences hydrologiques.

Cover, karstification front and hydrological repercussions.

Figure 2: Les plateaux du nord-est de la France et les sources instrumentées (fond de carte: Losson, 2003, modifié).

The plateaus of the North-East of France and the monitoring springs (base map: Losson, 2003, as amended).



entre les revers de côte calcaires et les dépressions occidentales imperméables détermine plusieurs de ces espaces marqués par une dissolution active : les fronts de karstification [Jaillet, 2000; Devos, 2010]. Les constatations morphologiques révèlent, qu'en l'absence d'une couverture, la dissolution du calcaire est faible voire nulle, les précipitations s'infiltrant de manière diffuse dans le massif calcaire, alors qu'au-delà d'une certaine puissance (≈ 30 m), la couverture agit comme une barrière hydrogéologique empêchant toute ablation chimique des calcaires sous-jacents. Consécutivement au démantèlement de la couverture et à l'exhumation du calcaire, les fronts de karstification se déplacent 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). 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 de spéléothèmes [Jaillet et al., 2002; Harmand et al., 2004].

Le recul et/ou le démantèlement total de la couverture ont des conséquences sur le fonctionnement hydrodynamique (figure 1). En situation d'amont pendage, entre le front de côte et la couverture, les formes de l'exokarst sont très souvent déconnectées des circulations aériennes. La zone saturée devenue libre est alimentée préférentiellement par les infiltrations lentes au sein du calcaire nu 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 la couverture n'est pas trop marqué, l'exokarst peut continuer à être en contact avec les émergences d'amont pendage et les alimenter rapidement. Dans cette configuration, la drainance constitue également une des modalités

de l'infiltration. En situation d'aval pendage, la zone saturée bénéficie des apports de la couverture qui permet à la fois des apports par drainance mais également et surtout une convergence des écoulements de surface via les morphologies d'infiltration rapide. Les émergences de fenêtres hydrogéologiques constituent fréquemment les exutoires de systèmes karstiques bien développés.

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

Afin de répondre à ces questions, le choix a été fait d'instrumenter un panel de sources représentatif des contrastes hydromorphologiques. Quatre sources ont ainsi été retenues (figure 2). Les sources du Soiron (aval pendage) et de la Vaise (amont pendage), localisées respectivement dans la partie centrale du plateau du Dogger (la Montagne) et méridionale du plateau de l'Oxfordien (le Haut-Pays), sont alimentées par des infiltrations lentes. Les sources de la Manoise et du Rongéant, toutes deux localisés dans le Haut-Pays, sont respectivement des exutoires d'amont et d'aval pendage reconnues par traçages comme connectées au front de karstification qui se développe dans cette région, principalement dans le bois de Trampot [Denys-Thomas et Harmand, 2006], au contact des marno-calcaires de l'Oxfordien supérieur et des calcaires récifaux de l'Oxfordien moyen.

II. Méthodologie

Les analyses hydrologiques à l'échelle de l'événement se fondent sur les temps caractéristiques de l'onde de crue et notamment à travers trois d'entre eux (figure 3) : les temps de transfert (phase 1), de montée (phase 2) et de

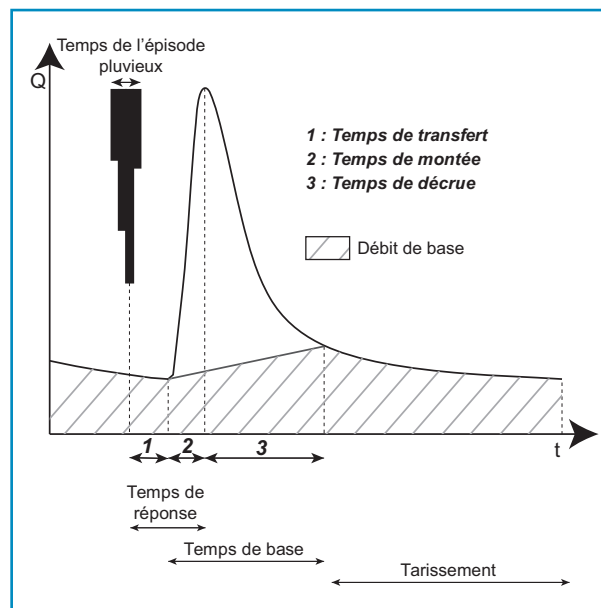


Figure 3 : Les temps caractéristiques de l'hydrogramme de crue (selon Ford et Williams, 1989, modifié).
The characteristic times of flood hydrograph (according to Ford and Williams, 1989, as amended).

décru (phase 3). Ils permettent d'individualiser autant de phases spécifiques. Les données utilisées pour la caractérisation des crues sont les valeurs de précipitations (journalières) et de débits (journaliers pour les sources du Soiron et de la Manoise et à pas de temps variables pour les sources de la Vaise et du Rongéant) (figure 4). S'ajoutent à ces variables de base, des données géochimiques; ces constatations permettent de cerner certains mécanismes difficilement décelables par l'étude des seuls débits aux stations hydrométriques.

Pour chaque exutoire, nous ciblons un épisode de crue et étudions la relation qui existe entre le signal d'entrée (un épisode pluvieux ciblé) et le signal de sortie (un épisode de crue consécutif à cet épisode pluvieux). Une telle approche renvoie directement à la méthode dite de « l'hydrogramme unitaire » [Réménieras, 1986] qui a pour objet de déterminer, selon cet auteur, « un modèle schématique de la transformation intensité pluie-débit ». Dans notre contexte et en appliquant ce type d'approche, nous déterminons un modèle schématique qui illustre comment les aquifères

carbonatés de bas plateaux transforment les impulsions pluviométriques en des réponses hydrodynamiques contrôlées, entre autres, par le degré de karstification. Notre objectif est de caractériser l'ensemble de la crue (montée de crue et décrue) et non uniquement la phase de récession (décrue et tarissement) comme le préconise notamment A. Mangin [1975] et ceci pour disposer de données quantitatives sur toutes les phases des crues facilitant ainsi l'interprétation des fonctionnements et comparaison entre les sources¹.

Les épisodes de crue sur lesquels se fonde l'analyse ont été sélectionnés sur la base de deux critères. D'une part et dans la mesure du possible, ils font suite à une période de tarissement bien individualisée (périodes de diminution du débit supérieures à quelques jours) afin de s'affranchir d'apports d'écoulement de crue issus d'événements antérieurs. D'autre part, ces épisodes doivent intervenir lors de l'hiver hydrologique afin de se prémunir des prélèvements évapotranspiratoires. Ce choix se justifie par une volonté d'observer des fonctionnements paroxysmiques durant lesquels

Source	Débit (PM)	Conductivité électrique (PM)	Précipitations (Station ; PM)
Fontaine du Soiron	Infra-horaire	Bihebdomadaire	Chambley; journalier
Vaise	Infra-horaire	Infra-horaire	Abainville; horaire
Rongéant	Infra-horaire	Infra-horaire	Cirfontaines-en-Ornois; horaire
Manoise	Journalier	Absence de mesure	Busson; journalier

Figure 4 : Données et pas de mesure. Data and measuring steps.

PM : pas de mesure

1. Les crues des deux systèmes karstifiés du Rongéant et de la Manoise ont par ailleurs déjà fait l'objet d'ajustements aux équations de décrue et de tarissement que propose A. Mangin avec comme principales observations une forte analogie entre ces deux systèmes au sein desquels il est constaté une bonne capacité d'infiltration [Lebaut et al., 2012]. L'infiltration lente des systèmes de la Vaise et du Soiron ne permet pas l'ajustement de la fonction de décrue de Mangin aux décrues de ces deux systèmes (les hydrogrammes de décrue de ces deux systèmes ne sont pas assez concaves pour être ajustés).

tous les réservoirs des différents systèmes peuvent être sollicités et qui ne pourraient pas être individualisés en cas d'épisode de crue peu marqué (cas par exemple d'une crue de saison sèche qui affecte un système totalement vidangé).

Deux types de méthodes ont été utilisés pour comprendre les dynamiques des systèmes investis : la première, basée sur l'hydrogramme, caractérise le débit de base et l'écoulement inertiel ; la seconde, qui s'appuie sur des mesures géochimiques, s'intéresse davantage à l'écoulement rapide issu des réservoirs plus perméables.

A. Le débit de base et l'écoulement inertiel

La difficulté majeure pour individualiser un épisode de crue est la séparation des écoulements 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 ; selon C. Cosandey et M. Robinson [2000] « le passage d'un segment à l'autre [témoigne] d'une rapidité d'écoulement et donc de changement dans les processus de transfert ». Ceci n'est pas toujours facilement perceptible via une simple lecture graphique et conduit en une séparation entre ces deux phases laissées le plus souvent à l'appréciation de l'hydrologue. Source de nombreuses interrogations, de conceptions différentes et de méthodes de détermination variées², le débit de base ne peut véritablement être estimé³ 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 Rongéant 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.

La méthode initiée par C. Lang [2007] propose de distinguer décrue et tarissement par une méthode d'extrapolation rétrospective des débits de tarissement. La pente de l'épisode de tarissement est calculée à partir des

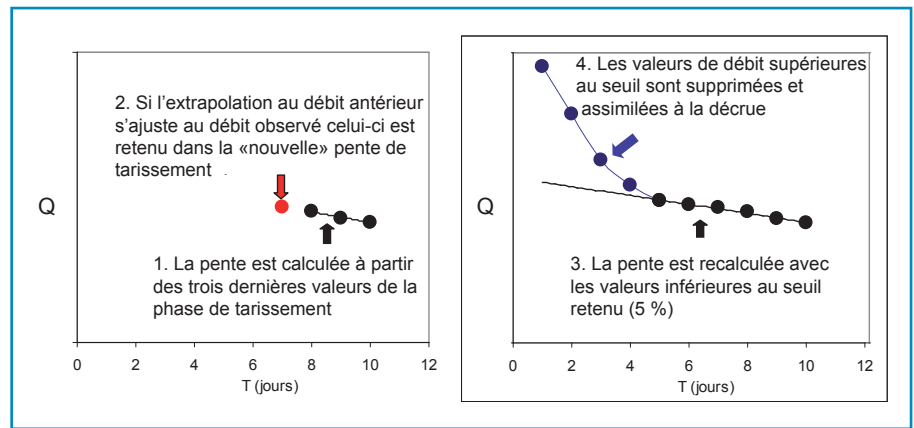


Figure 5: Identification du débit de base [selon Lang, 2007, modifié].
Identification of baseflow [according to Lang, 2007, as amended].

dernières valeurs de l'épisode (trois, selon les conclusions de C. 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 identifiées comme des débits de décrue (figure 5).

Le tarissement extrapolé, le débit de base participatif à l'écoulement de crue peut être estimé par une interpolation linéaire simple des débits entre le début et la fin de la crue. Il est assimilable à un écoulement souterrain aux très faibles vitesses dans les pores du substratum. Son estimation permet d'identifier sur l'hydrogramme de crue deux composantes commandées par des vitesses de circulation différentes, une composante lente qui répond à l'impulsion pluviométrique avec une forte inertie et une composante qui répond plus rapidement à la pluie.

B. Le débit de crue et l'écoulement rapide

La composante lente (débit de base) est assimilée, au droit de toutes les sources suivies, à un écoulement souterrain transitant via la perméabilité primaire ou matricielle du système (*diffuse flow*). Selon le système investi, la composante d'écoulement rapide, quant à elle, ne répond pas aux mêmes commandes. Aux émergences des systèmes peu ou pas karstifiés de la Vaise et de la Fontaine du Soiron, elle est liée à un écoulement souterrain dans les discontinuités du substratum : joints de stratification, diaclases, fissures et

fractures qui composent la perméabilité secondaire (*fracture flow*) de l'aquifère. Aux émergences des systèmes karstifiés (Manoise, Rongéant), s'ajoute à la perméabilité secondaire la perméabilité tertiaire (*conduit flow*) qui est celle des conduits souterrains. A ces exutoires, un système de triple perméabilité participe alors au fonctionnement hypogé [Ford, 2011], le débit à la source correspondant à une composition variable de cette origine triple.

Afin de déterminer les proportions de l'écoulement rapide qui transitent par la perméabilité tertiaire, nous nous appuyons sur la conductivité électrique qui constitue en hydrologie karstique une variable d'identification des types d'écoulement fréquemment utilisée [Atkinson, 1977 ; Bakalowicz, 1979 ; Plagnes, 1998 ; Birk et al., 2004 ; Toran et al., 2006 ; Schilling et Helmers, 2008 ; Liñan-Baena et al., 2008]. Il est possible d'utiliser cette variable géochimique et d'exprimer le débit total et sa concentration en fonction des débits et des concentrations de deux types d'écoulement (Équations 1 et 2) [Ashton, 1966 ; Blavoux et Mudry, 1983 ; Dreiss, 1989 ; Andreo et al., 2002 ; Aquilina et al., 2004]. Le premier type d'écoulement qui provient de la vidange du réservoir matriciel est caractérisé par des cinétiques d'écoulement lentes (débit de base) et qualifié parfois d'eau ancienne (Q_a et CE_a : débit et concentration de l'eau ancienne). Le second type d'écoulement est révélé par un transit karstique rapide au sein de l'aquifère et qualifié parfois d'eau nouvelle (Q_n et CE_n : débit et concentration de l'eau nouvelle). Q_t et

2. Méthodes statistiques [Gamez et Zumstein, 1993], empiriques [Sloto et Crouse, 1996] ou manuelles.

3. 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.

CE_t représentent respectivement le débit et la concentration de l'épisode de crue.

$$Q_t CE_t = Q_a CE_a + Q_l CE_n$$

(Équation 1)

$$\text{soit } Q_n = Q_t - \frac{CE_t}{CE_a} = Q_l$$

(Équation 2)

Le débit d'eau nouvelle est estimé (figure 6) lorsque la variation du paramètre géochimique est la plus rapide [Ashton, 1966; Birk et al., 2004]. La principale limite de la méthode est liée à la complexité des variations hydro-géochimiques 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 exacte puisqu'elle implique une cinétique de dissolution nulle lors de la crue [Plagnes, 1998].

C'est ainsi que, pour chacune des trois phases des différents épisodes de crue, les écoulements qui transitent par la perméabilité primaire sont évalués par le débit de base, les écoulements qui circulent par la perméabilité tertiaire sont déterminés grâce aux fluctuations géochimiques via l'équation 2, le différentiel entre la somme de ces deux composantes et le débit total permet de calculer le débit qui s'écoule via la perméabilité secondaire des systèmes. Dans un souci de rendre les comparaisons et interprétations plus aisées, les différentes composantes (matrice, fracture, conduit) sont présentées, dans la troisième partie (figures 8 et 10), en pourcentage du débit total.

III. Résultats et analyses

Compte tenu des fortes dissemblances fonctionnelles entre d'une part les systèmes Soiron/Vaise et d'autre part les systèmes Rongean/Manoise, le choix a été fait de présenter séparément les modalités de fonctionnement en crue de ces deux types de système nommés respectivement systèmes fissurés et systèmes karstiques. Cette opposition systèmes fissurés/systèmes karstiques traduit l'expression de comportements hydrodynamiques variés, soit principalement des contrastes importants entre les vitesses de circulations souterraines

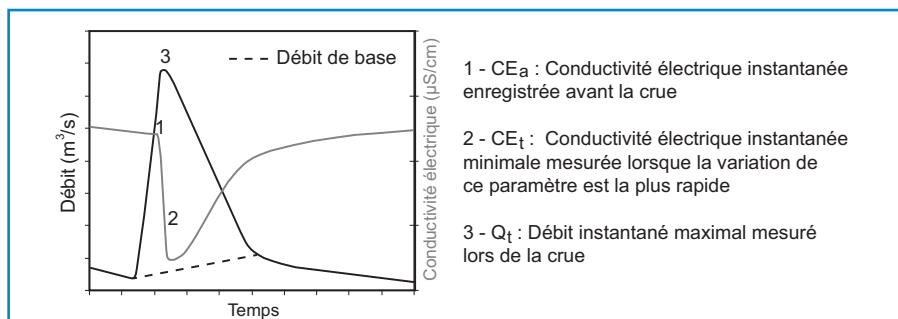


Figure 6: Les paramètres utilisés pour le calcul de l'eau nouvelle, exemple sur la phase de montée (phase 2). The settings used for the calculation of new water, e.g. on the rising limb (phase 2).

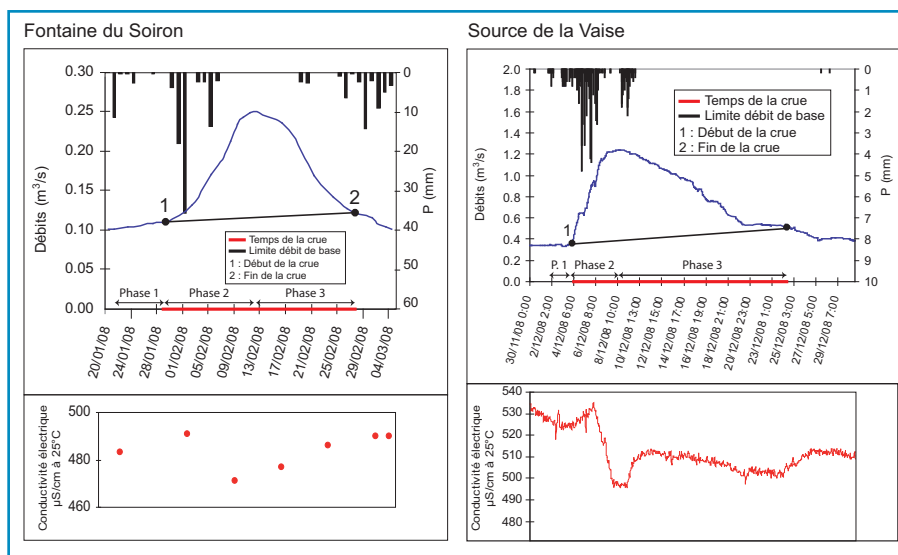


Figure 7: Hyéto-hydrogramme et chimiogramme des crues des sources du Soiron et de la Vaise. Hyetograph, hydrograph and chemograph of the floods of the Soiron and the Vaise springs.

et les volumes mis en jeu : ce sont les valeurs des paramètres hydrogéologiques qui expliquent l'appartenance à un groupe ou à l'autre.

A. Les crues sur les systèmes fissurés

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 (figure 7) :

- la crue de février 2008 qui a été générée par une lame d'eau précipitée de 93 mm⁴;
- la crue de décembre 2008 qui fait suite à un épisode pluvieux de 85 mm.

Phase 1

Sur la source du Soiron, la phase de transfert qui se prolonge pendant plus d'une semaine, est marquée par une augmentation très relative du débit de 0,10 m³/s à 0,12 m³/s. Cette légère variation hydrodynamique s'accompagne d'une hausse des valeurs de conductivité

de 485 µS/cm à 490 µS/cm. Sur la source de la Vaise, pendant la phase de transfert d'une durée de 2,5 jours, le débit passe de 0,34 m³/s à 0,37 m³/s et la conductivité électrique gagne 10 µS/cm pour s'établir à 535 µS/cm en début de phase de montée.

Sur ces deux systèmes, le déphasage entre impulsion pluviométrique et début de montée de crue est de plusieurs jours. Ce décalage est le fait, le plus souvent, de l'infiltration uniaxe qui s'exerce au sein de ces systèmes et qui interdit tout transfert rapide de la zone d'infiltration vers la zone noyée. Percolant uniformément en sub-surface, l'eau d'infiltration profite des discontinuités sub-verticales des massifs calcaires (fractures) pour participer à 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'événement pluvieux. Pour

4. Les quatre systèmes sont pourvus d'un pluviographe, localisé pour chacun d'entre eux sur l'impluvium ou à proximité directe de celui-ci.

la Fontaine du Soiron, le temps de transfert est nettement plus long : plus d'une semaine. Nous attribuons la durée du temps de transfert à l'existence de niveaux peu perméables qui empêchent une hiérarchisation efficace des écoulements dans la partie supérieure de la zone d'infiltration : un seul niveau pour la Vaise (Oxfordien supérieur) et deux niveaux pour la Fontaine du Soiron (marnes de Gravelotte et de Longwy dans le Bajocien supérieur). Par ailleurs, l'eau de pluie qui a cheminé dans la zone vadose chasse une partie des eaux contenues dans les interstices de l'aquifère en zone noyée. Ce phénomène hydrodynamique constaté aussi bien sur la Vaise que sur la Fontaine du Soiron est toutefois très modeste, les augmentations de conductivité qui l'attestent, étant au début de montée de crue peu accusées. La longue durée de cette phase de chasse (quelques jours) renforce l'idée que les caractéristiques de drainage de ces systèmes ne permettent pas l'évacuation rapide des eaux nouvellement infiltrées.

Phase 2

Au cours de la phase 2, le débit de la Fontaine du Soiron passe de $0,12 \text{ m}^3/\text{s}$ à $0,25 \text{ m}^3/\text{s}$ en treize jours alors que la conductivité électrique de la source diminue pour atteindre $470 \mu\text{S}/\text{cm}$ lors du pic de crue. À la source de la Vaise, le débit grossit de près de $1 \text{ m}^3/\text{s}$ avec une pointe de crue enregistrée à $1,24 \text{ m}^3/\text{s}$. Sur cette même source, pendant la phase de montée de crue qui dure un peu plus de quatre jours, la conductivité électrique fléchit et des valeurs de l'ordre de $490 \mu\text{S}/\text{cm}$ sont observées lors de la pointe de crue.

La montée de crue dure plusieurs jours : quatre jours sur la Vaise, près de deux semaines sur la source du Soiron (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 2), que cette proportion d'eau nouvelle est de 7 % pour la source de la Vaise et inférieure à 3 % pour la Fontaine du Soiron. 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 le système du Soiron, nous estimons qu'il s'agit d'un réseau de discontinuités modestement élargies par la dissolution. 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 et surtout des temps caractéristiques plus restreints.

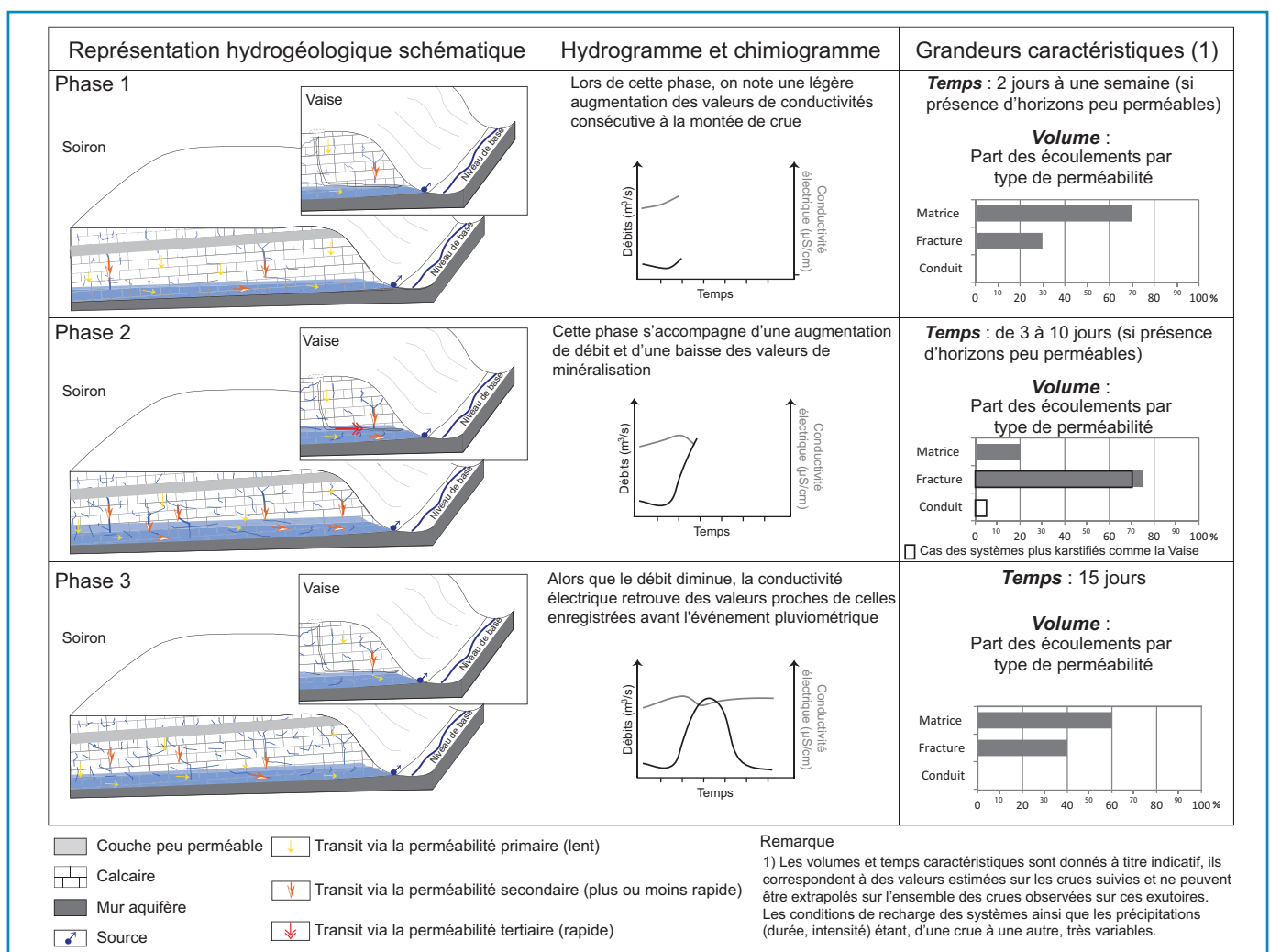


Figure 8 : Caractéristiques des crues des systèmes fissurés. Flood characteristics of the fissured systems.

Ce transit, présumé 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 et Gille, 2011].

Phase 3

Sur les exutoires du Soiron et de la Vaise, les débits diminuent respectivement de $0,25 \text{ m}^3/\text{s}$ à $0,12 \text{ m}^3/\text{s}$ et de $1,24 \text{ m}^3/\text{s}$ à $0,54 \text{ m}^3/\text{s}$ sur une période d'environ deux semaines pour ces deux systèmes. Au cours de la phase de décrue, les conductivités électriques augmentent : sur la source du Soiron, de $470 \text{ }\mu\text{S}/\text{cm}$ elles atteignent $490 \text{ }\mu\text{S}/\text{cm}$ en fin de décrue, alors que sur la source de la Vaise ces valeurs croissent de $15 \text{ }\mu\text{S}/\text{cm}$, des valeurs de l'ordre de $510 \text{ }\mu\text{S}/\text{cm}$ sont atteintes en fin de décrue.

La décrue est un phénomène très long 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.

Les principales caractéristiques des épisodes de crue des systèmes fissurés sont retranscrites sur la figure 8.

B. Les crues des systèmes karstiques

Deux crues ont servi de support à la caractérisation des mises en charge des systèmes karstifiés (figure 9) :

- la crue de février 2008 sur le Rongean qui succède à un épisode pluvieux de 72 mm ;
- la crue de fin décembre 2001/début janvier 2002 sur la Manoise qui répond à une lame d'eau précipitée de 102 mm.

Les deux systèmes, Rongean et Manoise, présentent des grandeurs caractéristiques très comparables, symptomatiques de fonctionnements que nous supposons très proches. Ne disposant toutefois pas d'informations géochimiques sur la Manoise, les phases telles

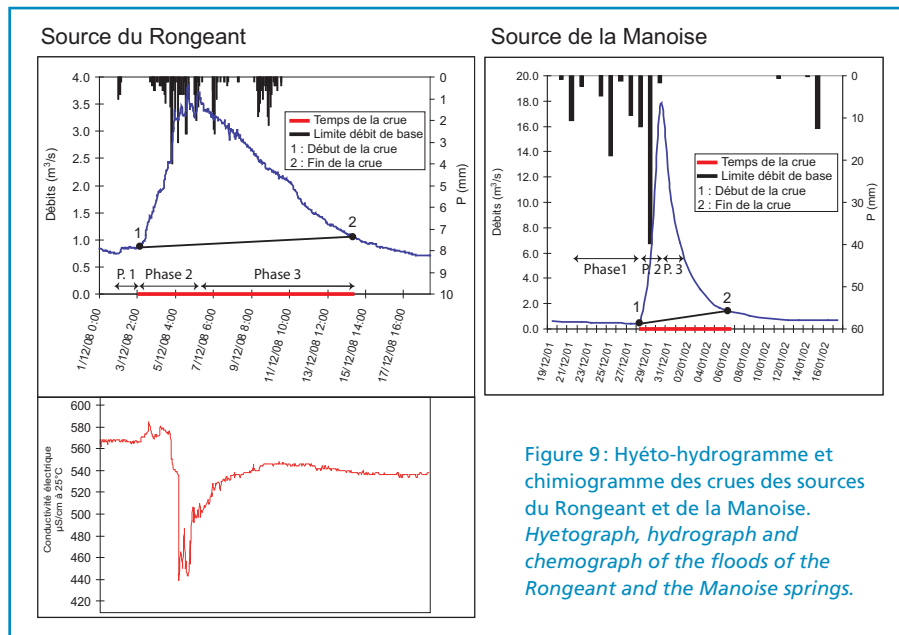


Figure 9 : Hyéto-hydrogramme et chimiogramme des crues des sources du Rongean et de la Manoise. *Hyetograph, hydrograph and chemograph of the floods of the Rongean and the Manoise springs.*

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. Cette dissemblance peut être interprétée de deux façons différentes : en première hypothèse, elle pourrait être reliée à l'existence, au sein du système de la Manoise, d'un aquifère perché qui tamponnerait les volumes infiltrés dans la partie supérieure de l'aquifère. La deuxième hypothèse, peut-être plus solide (les deux systèmes sont géologiquement très proches), prend en considération l'état de recharge des différents systèmes avant la crue : celle qui affecte le Rongean fait suite un tarissement hivernal de quelques jours, alors que sur la Manoise le tarissement anté-crue de plus d'un mois a considérablement diminué les réserves de l'aquifère. Une fois le système de la Manoise rechargé par les pluies, les crues des deux systèmes présentent des caractéristiques communes.

Phase 1

Au cours de la phase 1, débits et conductivités électriques de la source du Rongean passent respectivement de $0,84 \text{ m}^3/\text{s}$ à $0,87 \text{ m}^3/\text{s}$ et de $565 \text{ }\mu\text{S}/\text{cm}$ à $580 \text{ }\mu\text{S}/\text{cm}$ en 28 heures. Au droit du système de la Manoise, la phase de transfert s'étale sur six jours et s'accompagne d'une progression de débit de $0,56 \text{ m}^3/\text{s}$ à $0,61 \text{ m}^3/\text{s}$.

Phase 2

Les temps de montée sont rapides (deux jours) sur les deux sources. Pendant cette phase de montée, Rongean et Manoise voient respectivement leurs débits passer de $0,87 \text{ m}^3/\text{s}$ à $3,86 \text{ m}^3/\text{s}$ et de $0,61$ à $17,8 \text{ m}^3/\text{s}$.

Cette phase s'accompagne, sur le Rongean, d'une chute de la conducti-

tivité électrique (580 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à 445 $\mu\text{S}/\text{cm}$) qui atteint sa valeur minimale presque simultanément avec 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 partie de l'eau de pluie nouvellement infiltrée : 25 % à l'échelle de cette phase sur le Rongeat, 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. Proportion importante d'eau nouvelle et part conséquente de l'écoulement rapide s'expliquent par l'existence, au sein de ces deux systèmes, de réseaux de conduits horizontaux développés 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 de crue 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 : cette phase s'accompagne également de transferts via les compartiments de perméabilités secondaires (fissures et fractures) nouvellement rechargés dont nous évaluons l'apport entre 55 et 65 % de l'écoulement total (contre 25-35 % pour les volumes qui circulent par le karst).

Phase 3

Sur le Rongeat, le débit passe de 3,86 m^3/s à 1,02 m^3/s en 9,3 jours et cette chute est encore plus rapide sur la Manoise, passant en cinq jours de plus de 16 m^3/s à 1,68 m^3/s .

Au début de la décrue à la source du Rongeat, la minéralisation des eaux est encore faible au regard des valeurs anté-crue ; les drains karstiques se tarissent mais participent encore 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.

Les principales caractéristiques des épisodes de crue des systèmes karstiques sont retranscrites sur la figure 10.

IV. Synthèse

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 différent dans toutes les zones aquifères dont nous proposons une synthèse pour les systèmes fissurés (figure 11) et pour les systèmes karstiques (figure 12).

Au niveau de la zone d'infiltration. C'est l'impact des morphologies

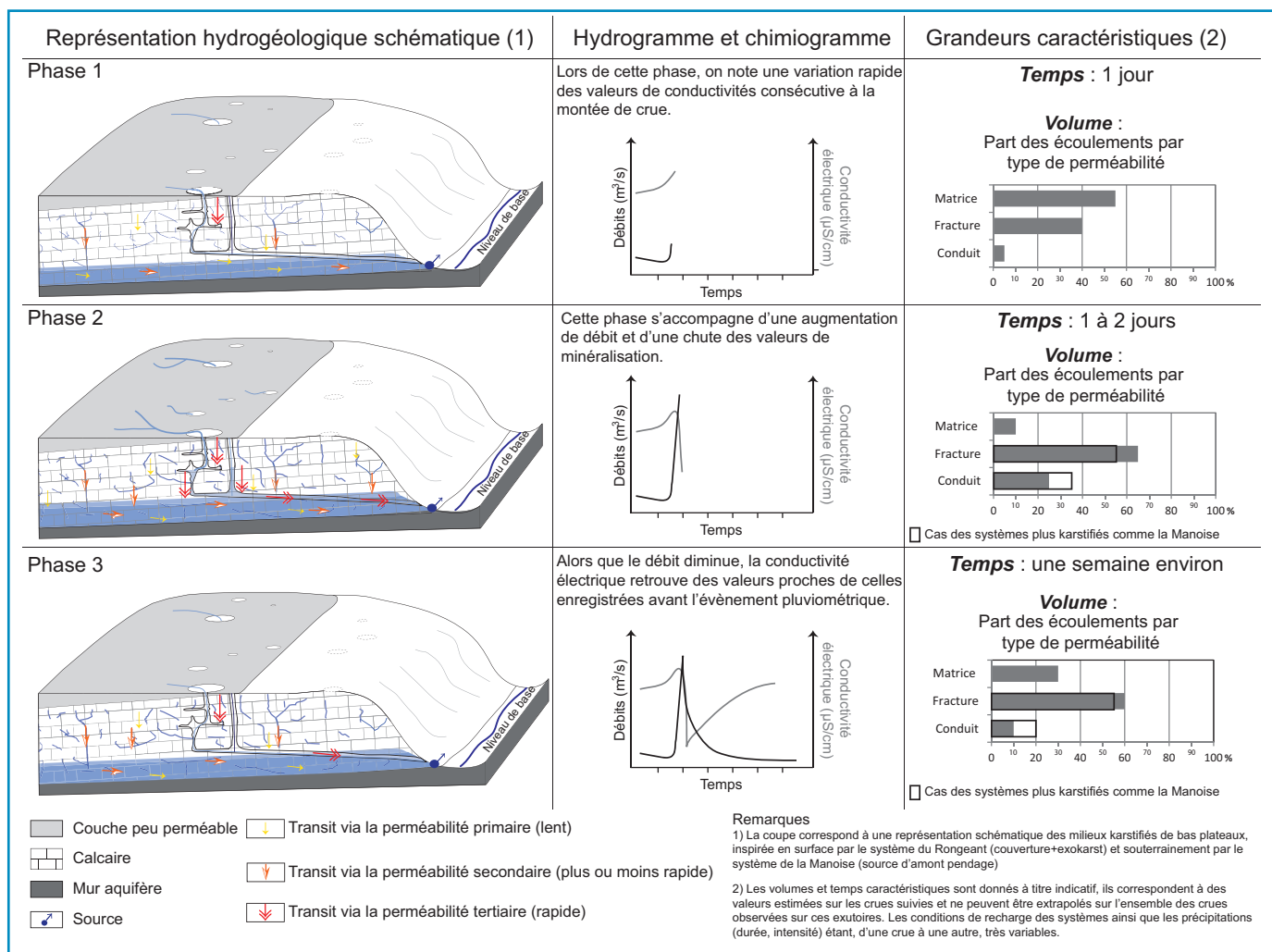


Figure 10: Caractéristiques des crues des systèmes karstiques. *Flood characteristics of the karstic systems.*

de l'exokarst qui explique la variabilité du temps d'arrivée vers la zone noyée.

(i) 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 dans les systèmes karstiques).

(ii) Dans 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 rapide vers la zone noyée (quelques dizaines d'heures après l'événement pluvieux). Une partie de l'alimentation de la zone noyée est également issue de la perméabilité secondaire que constituent les discontinuités verticales des systèmes (fractures).

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.

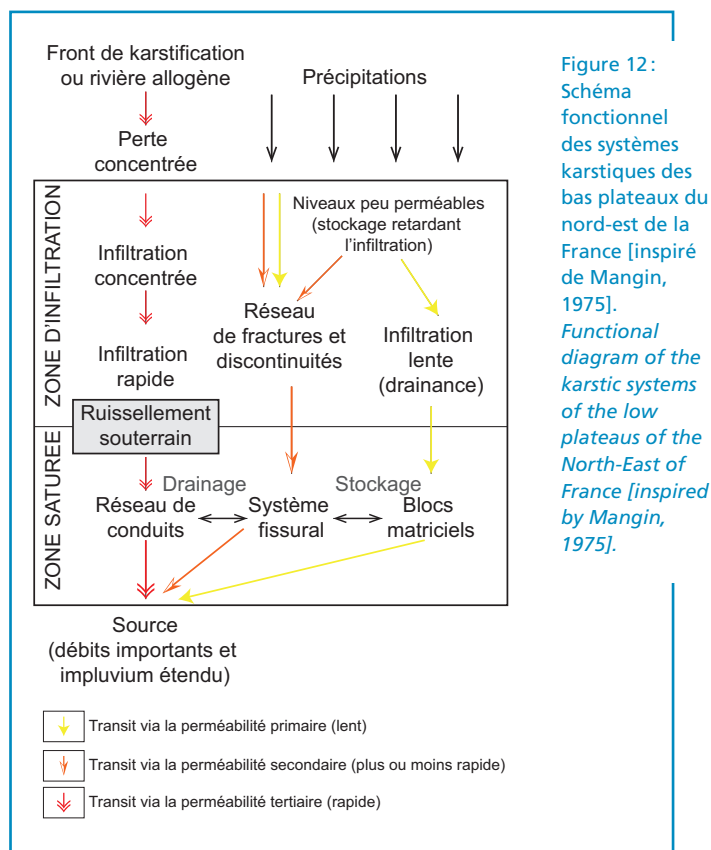
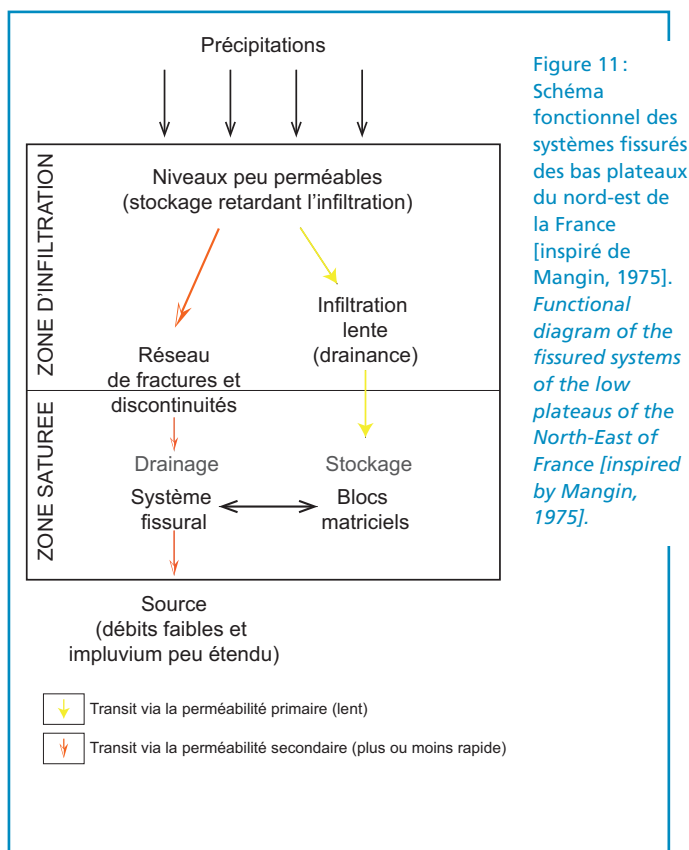
(i) Dans les systèmes fissurés, les phases de crue très étalées dans le temps (deux à trois semaines entre les phases de tarissement encadrant le gonflement hydrométrique) et les variations géochimiques modestes évoquent une zone noyée contrôlée par un drainage peu efficace, qui se réalise principalement via les fissures et fractures.

(ii) Dans 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 des systèmes est provoquée d'une part par les morphologies d'infiltration rapide mais également par les systèmes de perméabilité aquifère secondaire (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 rechargés par les précipitations de l'épisode pluvieux.

Conclusion

Les suivis hydroclimatique et géochimique en période de crue ont permis d'attester que la présence d'une couverture apparaît comme un facteur éminemment différenciatif des comportements hydrodynamiques. En fonction de la proximité d'un front de karstification et donc de la présence d'une couverture peu perméable qui coiffe les calcaires, plusieurs configurations ont été perçues.

Dans le cas où l'impluvium est en grande partie recouvert par une couverture peu perméable (cas de la Manoise et du Rongean), les modalités de l'infiltration sont multiples et profitent à la structuration du drainage en zones non saturée et noyée. Le comportement hydrodynamique est alors régi par un système de triple perméabilité qui implique une réactivité importante des systèmes et se matérialise par des variations marquées du débit et des valeurs de conductivité électrique. Un recul marqué de la couverture (cas de la Vaise) occasionne une évolution des conditions d'infiltration ne permettant plus l'expression d'un comportement karstique [Marsaud, 1996]. Le fonctionnement est alors majoritairement commandé par des infiltrations lentes et la disparition des bassins versants imperméables



entraîne l'absence d'une véritable structuration de l'infiltration. Cependant les structures endokarstiques perdurent. Si on n'identifie plus de réponse karstique, c'est qu'il y a réorganisation du drainage souterrain et donc abandon de ces structures souterraines, désormais héritées. C'est dans l'incision des réseaux hydrographiques et l'abaissement des niveaux de base qu'il faut sans doute chercher la cause de cette disparition du fonctionnement karstique au bénéfice d'un fonctionnement fissural. Ce type d'évolution est conforme au modèle triptyque « enfoncement du réseau hydrographique, recul des couvertures et karstification des plateaux » identifié dans le Barrois dans les calcaires du Tithonique

[Jaillet, 2004]. Dans le cas où l'impluvium n'est pas recouvert (cas de la Fontaine du Soiron), les structures de drainage accueillent des écoulements peu hiérarchisés ; les fluctuations hydriques et les variations géochimiques sont peu accusées en réponse à des transits verticaux et horizontaux qui s'effectuent via des systèmes d'étroites discontinuités. Un tel comportement révèle l'absence de participation du karst aux écoulements souterrains ; il est le reflet, le plus souvent, d'une infiltration diffuse qui inhibe totalement les phénomènes de dissolution.

La présence d'une couverture est une condition *sine qua non* de la karstification des systèmes dans le nord-est

de la France puisqu'elle participe à la convergence des écoulements vers les fonds de vallées périphériques. A ce facteur primordial de l'endokarstification des systèmes, doit évidemment être combiné le rôle du niveau de base qui apparaît d'autant plus fondamental que les émergences sont fréquemment situées dans les vallées voisines, plus basses en altitude, et non dans les mêmes vallées où se produisent les pertes [Losson, 2009]. De fait la distinction amont/aval pendage qui constituait un élément de discrimination des sources étudiées ici, semble mineure au regard du rôle majeur joué par la présence ou l'absence d'une couverture non carbonatée sur les calcaires de la France de l'Est.

Bibliographie

- ANDREO B., CARRASCO F., BAKALOWICZ M., MUDRY J. and VADILLO I., 2002** - Use of the hydrodynamic and hydrochemistry to characterize carbonate aquifers. Case study of the Blanca-Mijas unit Malaga, southern Spain, *Environmental Geology*, 43, p. 108-119.
- AQUILINA L., LADOUCHE B., DÖRFLINGER N. and BAKALOWICZ M., 2004** - Water circulation, residence time and water-rock interaction in a complex karst hydrosystem. *Ground water*, 416, p. 790-805.
- ASHTON K., 1966** - The analysis of flow data from karst drainage systems. *Transactions of the Cave Research Group of Great Britain*, 7, p. 161-203.
- ATKINSON T.C., 1977** - Diffuse flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset Great Britain. *Journal of Hydrology*, 35, p. 93-110.
- 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, 237 p.
- BIRK S., LIEDL R. and 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, p. 179-193.
- BLAVOUX B. et MUDRY, J., 1983** - Séparation des composantes de l'écoulement d'un exutoire karstique à l'aide des méthodes physico-chimiques. *Hydrogéologie*, 4, p. 269-278.
- CHAPMAN T., 1999** - A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation, *Hydrological Processes*, vol. 13, p. 704-714.
- COSANDEY C. et ROBINSON M., 2000** - *Hydrologie continentale*. Armand Colin, Paris, 359 p.
- DENYS-THOMAS E. et 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, p. 5-13.
- 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., 2010** - *Les conditions d'écoulement des plateaux calcaires de l'Est de la France*. Vol. 1. Mémoire d'habilitation à diriger les recherches HDR, Université de Reims Champagne-Ardenne, 303 p.
- DREISS S.J., 1989** - Regional scale transport in karst aquifers. 1. Component separation of spring flow hydrographs. *Water Resources Research*, 251, p. 117-126.
- FISTER V. et 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, p. 185-188.
- FISTER V., 2012** - *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*. Thèse de doctorat, Université de Lorraine, 232 p.
- FORD D. and WILLIAMS P., 1989** - *Karst geomorphology and hydrology*. Chapman et 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, p. 13-15.
- 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. ET SARY M., 1979** - Le revers de la Dalle d'Étain en Lorraine septentrionale. Un exemple de l'influence du karst sur la géodynamique externe. *Annales de la Société géologique de Belgique*, t.102, p. 47-52.
- GAMEZ P., 1985** - Erosion des sols et érosion chimique dans le bassin karstifié de la Damusse, Lorraine septentrionale. *Annales de la Société géologique de Belgique*, SGB, Liège, t. 108, p. 213-219.
- GAMEZ P. et ZUMSTEIN J.F., 1993** - Méthode de détermination des débits de base et de ruissellement d'un cours d'eau. *L'eau, la terre et les hommes: au fil de l'eau: hommage à René Frécaut*, Presses Universitaires de Nancy, p.113-120.
- GAMEZ P., 1995** - *Hydrologie et karstologie du bassin du Loison (Woëvre septentrionale - Lorraine)*. Mosella, PUM, Metz, t. XXI, n° spécial annuel 1991 [thèse de doctorat, Université de Metz janvier 1992], 453 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. et 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, p. 305-318.
- 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., HAMELIN B., PONS-BRANCHU E. et 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, p. 185-195.
- JAILLET S., PONS-BRANCHU E., BRULHET J. et HAMELIN B., 2004** - Karstification as geomorphological evidence of river incision: the karst of Cousance and the Marne valley (eastern Paris Basin). *Terra Nova*, 16, p. 167-172.
- LANG C., 2007** - *Étiages 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.
- LEBAUT S., FISTER V., LOSSON B., BRULHET J., DEVOS A., GILLE E., HARMAND D., LEJEUNE O. et MANCEAU L., 2012** - L'apport de l'analyse hydrologique dans la connaissance du karst oxfordien de l'interfluve Meuse/Marne. *Karstologia*, n° 59, p. 1-12.
- 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, 590 p.
- LE ROUX J. et SALADO J., 1980** - *Fonctionnement des aquifères lorrains déduits des expériences de traçages colorimétriques*. Service Régional de l'Aménagement des Eaux de Lorraine, 141 p.
- LIÑAN-BAENA C., ANDREO B., MUDRY J. and CARRASCO CANTOS F., 2008** - Groundwater temperature and electrical conductivity as tools to characterize flow patterns in carbonate aquifers: The Sierra de las Nieves karst aquifer, southern Spain. *Hydrogeology Journal*, vol. 17, Issue 4, p. 843-853.
- 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, p. 219-225.
- MANGIN A., 1975** - *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*. *Annales 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.
- MARRE A., LEJEUNE O., DEVOS A., GILLE E., HARMAND D., JAILLET S., LEBAUT S., LOSSON B., MANCEAU L. et 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, 301 p.
- PLAGNES V., 1998** - *Structure et fonctionnement des aquifères karstiques*. Thèse de doctorat, Université de Montpellier, 376 p.
- RÉMÉNIÈRES G., 1986** - *L'hydrologie de l'ingénieur*. Ed. Eyrolles, 462 p.
- RUTLEDGE A.T., 1998** - Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow records-update, *Water-Resources Investigations Report*, 98-4148, 41 p.
- SCHILLING K. E. and HELMERS M. J., 2008** - Tile drainage as karst: Conduit flow and diffuse flow in a tile-drained watershed. *Journal of Hydrology*, 349, p. 291-301.
- SLOTO R.A. and CROUSE M.Y., 1996** - Hysep: a computer program for streamflow hydrograph separation and analysis. U.S. Geological Survey, *Water-Resources Investigations Report*, 96-4040, 42 p.
- TORAN L., TANCREDI J. H., HERMAN E. K. et WHITE W. B., 2006** - Conductivity and sediment variation during storms as evidence of pathways to karst springs. *Ground Water*, 45, p. 281-287.